25

Terremotos y el interior de la tierra

El hombre está aprendiendo a sacar provecho de la furia terrestre para obtener respuestas a sus preguntas; los temblores de nuestro globo vibrante sirven como radiografía del interior profundo.

Reginald A. Daly, 1928.

Naturaleza de los terremotos

Cuando se arroja una piedra en un estanque aparecen una serie de ondas que se propagan a través del agua en todas direcciones. De un modo similar, cuando las rocas sufren súbitamente una perturbación, se producen vibraciones que se propagan en todas direcciones a partir del punto de origen. Un terremoto es el paso de estas vibraciones. En las cercanías de la perturbación se puede percibir la trepidación del terreno y los efectos pueden ser catastróficos, pero a mayor distancia el temblor desaparece gradualmente hasta que sólo puede ser detectado por medio de delicados instrumentos llamados *sismógrafos* (del griego, *seio,* sacudir; *seismos,* terremoto).

Las vibraciones se desencadenan en los cuerpos sólidos por medio de fracturas o golpes súbitos, o por el roce de dos superficies ásperas entre sí. Las causas productoras de los terremotos en la corteza terrestre son las explosiones volcánicas, la iniciación de fallas y los movimientos de las rocas a lo largo de los planos de falla. Provocan temblores perceptibles el paso de trenes y tanques, los aludes y los desprendimientos de tierras, la caída de rocas en minas y cavernas y las explosiones de todas clases. Cuando estalla una fábrica de municiones, la intensidad del temblor de tierra resultante puede ser comparable con la de los terremotos volcánicos, mientras que la de las ondas de choque a través de rocas desencadenadas por las pruebas subterráneas de bombas H puede ser mucho mayor. De todos modos, la mayoría de los terremotos naturales, incluyendo los ejemplos más difundidos y catastróficos, son debidos a súbitos movimientos terrestres, generalmente a lo largo de fallas (fig. 25.1); éstos se distinguen con el nombre de *terremotos tectónicos.* El término *tectónico* (del griego, *tekton,* constructor) se refiere a cualquier cambio estructural en las rocas llevado a cabo por su deformación o desplazamiento.

Así, la causa de los terremotos tectónicos es la acumulación de esfuerzos en las rocas hasta que éstas llegan al límite de resistencia, que es cuando de repente sufren ruptura y se desplazan. Los movimientos de falla, como se ha descrito ya en la página 155, pueden ser verticales, horizontales u oblicuos. Después del gran terremoto de 1899 de Alaska, gracias a la presencia de lapas adheridas a las rocas levantadas de la bahía de la Decepción, fue posible medir la cuantía del levantamiento, que en este caso alcanzó el máximo excepcional de 14 metros. Los bloques corticales con frecuencia se mueven oblicuamente, habiéndose observado movimientos tanto verticales como laterales. Las observaciones llevadas a cabo después del terremoto de la bahía de Sagami de 1923, cuando fueron destruidas Tokio y Yokohama, mostraron que el fondo de la bahía y las tierras circundantes habían sufrido un movimiento de rotación en el sentido de las manecillas del reloj; el giro medido de la isla volcánica Oshima (figura 25.2) superó el valor de 3,5 m.

Cuando las rocas se encuentran en el límite de resistencia a la ruptura, un terremoto puede ser desencadenado por cualquier agente extraño a él, tal como la pleamar, una lluvia copiosa o una fuerte inundación, un rápido cambio de presión

Figura 25.1. Uno de los dos escarpes paralelos, separados 2-3 km, que representan la expresión superficial del movimiento y el principal terremoto resultante originado a una profundidad de 35 km bajo Quiches, en los Andes peruanos, el 10 de noviembre de 1946. El escarpe ilustrado tiene un salto vertical de 4 m y una longitud continua de 5 km por la región situada a alturas de entre 3600 y 3900 m. La zona comprendida entre ambos escarpes se hundió, en promedio, unos 3 m *(Arnold Heim)*.

barométrica, los temblores producidos por un terremoto independiente de éste, originado en cualquier otra parte, y actualmente se sospecha que también por las ondas de choque producidas por la explosión de una bomba de hidrógeno. La sacudida principal, que por lo general sólo dura unos segundos o, todo lo más, y rara vez, unos minutos, puede ser precedida de sacudidas preliminares y está invariablemente seguida de una serie de sacudidas posteriores. Las preliminares representan el relajamiento previo y la eliminación de pequeñas obstrucciones a lo largo de la zona o del plano de falla. Cuando éstas han sido superadas se produce el movimiento principal. Pero la completa estabilidad no se restablece inmediatamente. La súbita sacudida, o la sucesión espaciada de sacudidas, a menudo perturba los bloques fallados adyacentes. Las sacudidas posteriores representan una larga serie de movimientos menores que acompañan el gradual asentamiento de la región. Considerando toda la tierra se sabe que cada pocos segundos se producen terremotos de una o de otra especie, pero muchos de ellos son tan débiles que sin el registro instrumental no se sabría que se han producido. Los terremotos realmente fuertes, que llegarían a ser catastróficos en zonas pobladas (véase la pág. 640), por término medio se registran aproximadamente cada dos o tres semanas. La mayor parte de ellos se originan bajo los taludes continentales y causan pocos daños desde el punto de vista humano.

Efectos de los terremotos

Uno de los rasgos más alarmantes de un gran terremoto experimentado en tierra cerca de su lugar de origen es el paso de ondas terrestres o superficiales que convierten la superficie en ondulaciones cambiantes. Éstas pueden tener solamente unos 30 cm de altura y 6 a 9 metros de cresta a cresta, pero el efecto es tan universalmente te-

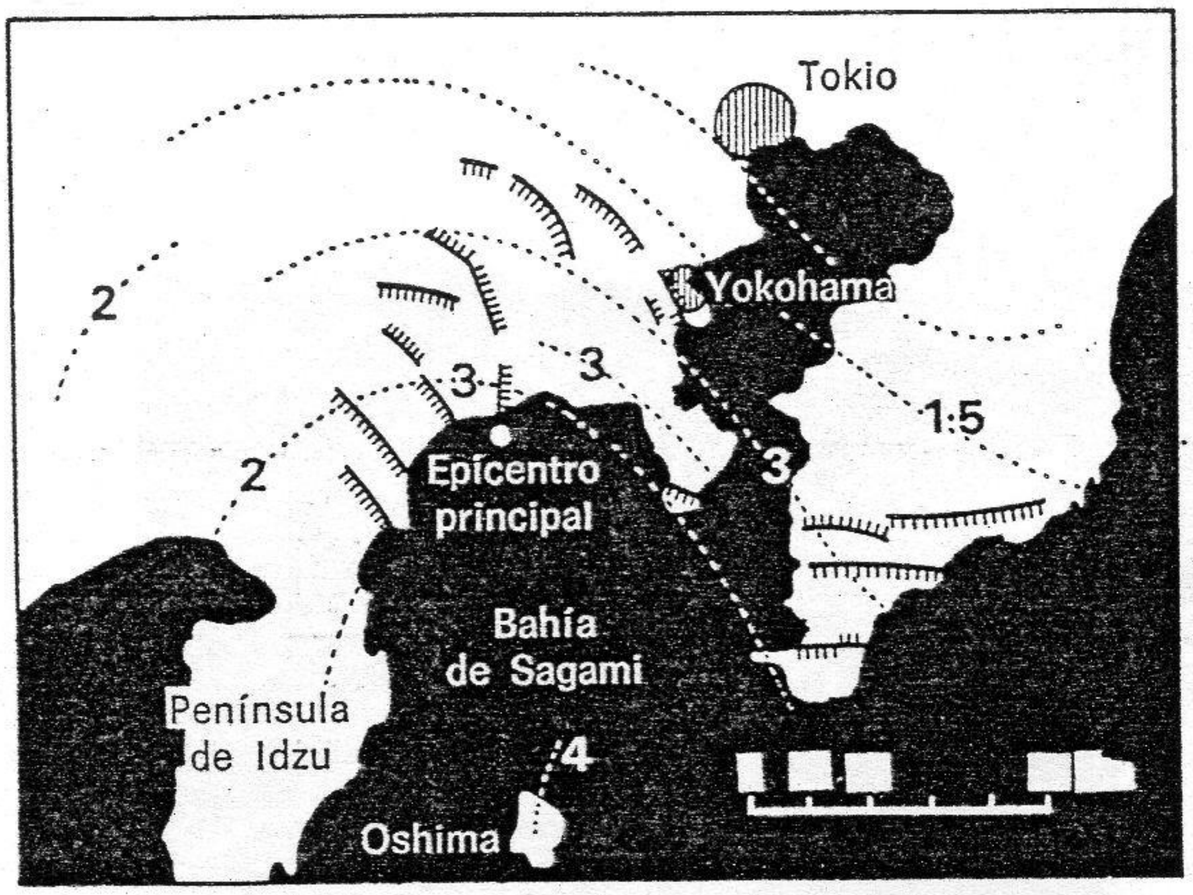

Figura 25.2. Mapa esquemático de la región de la bahía de Sagami, Japón, para indicar los movimientos superficiales asociados al desastroso terremoto del 1 de septiembre de 1923. Los desplazamientos verticales, que oscilaron entre varios centímetros y uno o dos metros, se indican con el sombreado en el lado hundido de las líneas de falla. La rotación horizontal (en el sentido de las agujas del reloj) está indicada por líneas de trazos, con números que expresan los desplazamientos aproximados, en metros, en las diferentes localidades.

rrorífico que suelen exagerarse mucho las modificaciones reales del suelo. De todos modos, la realidad es bastante nefasta. Durante la principal sacudida del enjambre de terremotos que asolaron Chile en mayo de 1960, los observadores científicos describieron el movimiento del suelo como «lento y ondulante, como el del mar en fuerte marejada. Los coches aparcados en Concepción oscilaron adelante y atrás una distancia de medio metro y subieron y bajaron». El período de las ondas fue de 10 segundos o más y siguieron pasando durante 3 ó 4 minutos antes de dejar de hacer visible su paso.

Aparte de la dislocación de las estructuras construidas a través de una falla cuando ésta entra en acción súbitamente, los efectos más espectaculares y peligrosos se deben al paso de ondas terrestres o superficiales. En las crestas se abren grietas que sólo vuelven a cerrarse cuando las crestas se convierten en depresiones. A veces se conserva una superficie ondulada fracturada tal como era cuando las ondas superficiales súbitamente dejaron de afectarla (fig. 25.3). Conductos de agua y de gas, así como carreteras se rompen y se abren (figura 25.4). Los raíles de ferrocarril se doblan y se retuercen (fig. 25.5); se hunden puentes y los edificios se agrietan y se desploman. Las ondas superficiales son una manifestación local, aún poco comprendida, de las vibraciones sísmicas que suelen experimentarse, las cuales son de un orden mucho menor. El traqueteo frecuente a través de unos pocos milímetros es suficiente para destrozar la mayor parte de los edificios que no se han construido con condiciones especiales para soportar las sacudidas sísmicas. Un temblor oscilatorio de sólo 0,016 mm se puede notar perfectamente si se está sentado o de pie. El efecto de las vibra-

Figura 25.3. Deformación del muelle, Yokohama, después del paso de las ondas superficiales o terrestres; terremoto de 1923 de la bahía de Sagami.

Figura 25.4. Grietas abiertas en un camino vecinal próximo a Yokohama; Terremoto de 1923 de la bahía de Sagami.

ciones verticales de un fuerte terremoto se ha descrito como análogo «al potente traqueteo de un martillo monstruoso».

En la región de destrucción se desencadenan desprendimientos en laderas de valles, y se precipitan aludes en montañas nevadas. Los glaciares se cuartean, y allí donde terminan y se fragmentan al llegar al mar la abundancia de icebergs resulta extraordinaria. Vastas masas de sedimentos sueltos pueden sufrir tales perturbaciones por sacudidas submarinas que se desploman algunos kilómetros cuesta abajo por el talud continental. En la bahía de Sagami, en 1923, algunas partes del fondo del mar del lado continental se ahondaron 300 a 450 metros al perder este espesor de sedimento mientras que en otras partes situadas más hacia el mar, allí donde esta enorme masa de sedimento se depositó, subió el nivel del fondo. El paso de las vibraciones sísmicas a través de arenas empapadas de agua, especialmente en distritos aluviales, provoca la compactación del depósito. La disminución de volumen resultante obliga al agua a escapar, lo cual suele hacer con violencia suficiente como para subir a través de fisuras en forma de potentes chorros arenosos. Éstos con frecuencia salen a la superficie a modo de fuentes aisladas, alrededor de las cuales se forman cráteres de arena (pág. 177).

El agua subterránea y su circulación pueden sufrir serias perturbaciones de localización a causa de los terremotos. A través de grietas abiertas pueden vaciarse lagos antiguos y en las depresiones pueden formarse otros nuevos. En 1935 el lago Solar desapareció por una gran fisura que se abrió en su fondo en el valle de fractura de Kenia. Norte todas las fisuras vuelven a cerrarse, como lo demuestra claramente la figura 25.6. Por una dramática coincidencia se ha descubierto que también se abren anchas fisuras en el fondo oceánico. El julio de 1958, durante un descenso en batiscafo de O'Byrne y Kumagori frente a la costa sudeste del Japón, uno de los estabilizadores chocó contra un acantilado rocoso a una profundidad

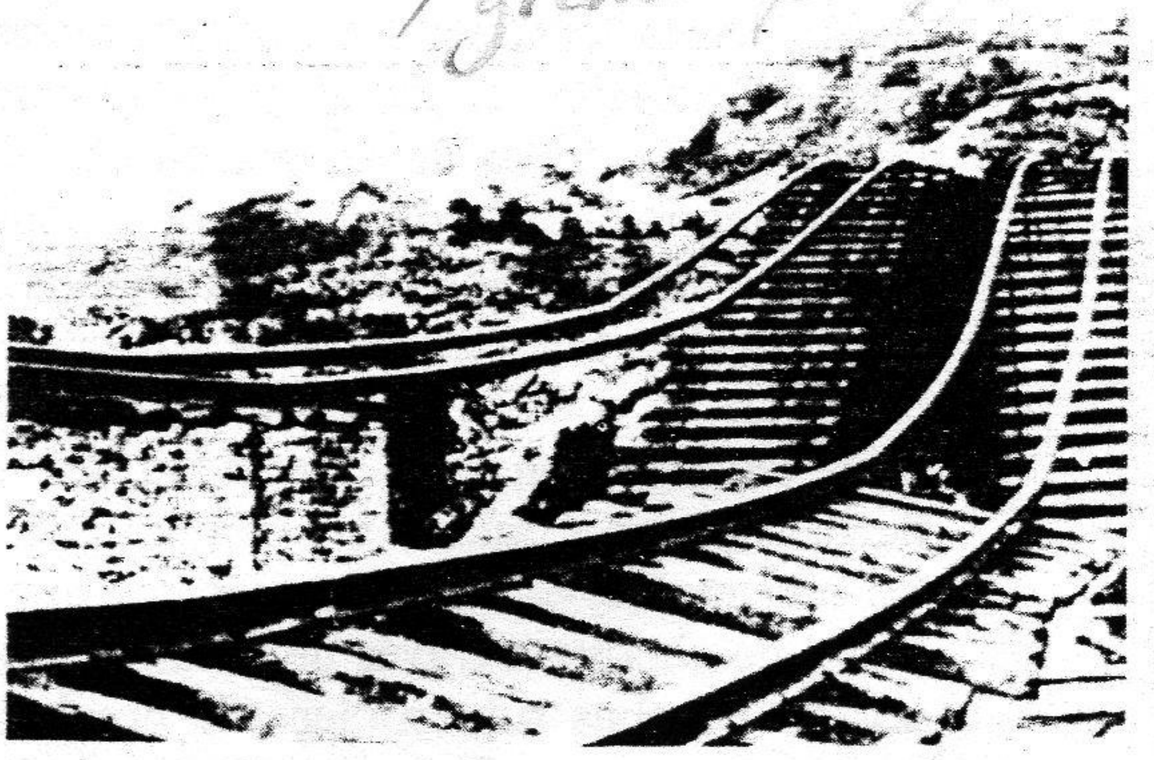

Figura 25.5. Flexión y destrozos en la vía férrea cerca de Tokio; terremoto de 1923 de la bahía de Sagami.

Figura 25.6. Una de las muchas fisuras permanentes abiertas durante el terremoto de 1954 de Orleansville, Argelia *(Paris Match)*.

de unos 3000 m. Se supuso que el batiscafo había sido llevado contra el escarpe del fondo por una corriente inesperada. Sin embargo, al reanudar el descenso con gran cautela se sintieron más sacudidas y se vio que el batiscafo se encontraba arañando la roca por ambos lados. Estaba haciendo de cuña dentro de una fisura ancha y profunda. Ambos estabilizadores quedaron malparados, pero afortunadamente la subida terminó felizmente.

Las espantosas pérdidas de vidas humanas que suelen acompañar a los grandes terremotos en zonas muy pobladas se deben principalmente a causas secundarias tales como derrumbamientos de edificios, incendios, desprendimientos de tierra y las olas gigantescas llamadas *tsunami* (1) por los japoneses (*tsu*, puerto; *nami*, olas). Las conducciones de gas se rompen y los escapes provocan incendios que, una vez iniciados, se propagan rápidamente sin que se puedan dominar, puesto que las cañerías del agua están también destrozadas. En San Francisco, en 1906, fueron mayores los daños causados por los incendios que por el propio terremoto. El seísmo de la bahía de Sagami de 1923 ocurrió justamente a la hora en que las amas de casa de Tokio y Yokohama estaban guisando la comida de mediodía. Estallaron incendios en todas direcciones, que completaron el tributo de muerte y destrucción. Se perdieron por lo menos 250 000 vidas, y más de medio millón de casas se destruyeron. En la región del loess de Kansu, en China, murieron 200 000 personas en 1920, y otras 100 000 en 1927 por desprendimientos catastróficos de loess que hundieron habitaciones troglodíticas, enterraron pueblos y ciudades, y obstruyeron cursos fluviales causando calamitosas inundaciones.

El terremoto de Lisboa de 1755

El catastrófico terremoto que arrasó Lisboa la mañana del día de Todos los Santos en 1755, uno de los mayores registrados, probablemente se originó por bruscos movimientos de falla y fisuración del fondo del mar situado al oeste y al sur. Los movimientos produjeron dos sacudidas principales, distanciadas entre sí unos 40 minutos, de las cuales la segunda fue la mayor, aunque la pri-

1. Debe notarse que esta palabra es plural, pero también se usa en singular.

Figura 25.7. Viejo grabado en madera que representa la historia del hundimiento de los edificios, incendios, tsunami y «tragado» del muelle de mármol que acompañaron el terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755 *(Scribner, Walford y Co.)*.

mera ya había convertido la mayoría de los edificios en una lluvia de cascotes. Aproximadamente una hora después se originó una tercera sacudida principal en los alrededores de Fez, en Marruecos, donde la devastación se produjo también a escala catastrófica. La destrucción de Lisboa por un terremoto triple y los incendios y tsunami que lo acompañaron impresionó a la civilización occidental mucho más que cualquier otra calamidad natural anterior o posterior (fig. 25.7). En la propia Portugal parecía incomprensible que un desastre de tal crueldad pudiera haberse producido en un día santo, precisamente a la hora en que las iglesias de la ciudad estaban atestadas de fieles, de los cuales muchos millares murieron enterrados bajo los cascotes que se desplomaban. Fuera, el sentimiento de pavor y horror se intensificó por un rumor surgido del pánico, destinado a convertirse en un convencimiento generalizado que todavía persiste, según el cual el ancho muelle de mármol a lo largo del Tajo, junto con toda la gente que había ido a refugiarse allí con la vana esperanza de encontrar seguridad, había desaparecido para siempre en una hendidura que se abrió y se volvió a cerrar durante el paso de la segunda y más fuerte de las sacudidas principales. Después los ingenieros demostraron que esta historia era falsa. Aunque los bloques de mármol se soltaron y dislocaron, estaban todavía allí. Pero las pérdidas humanas sí que fueron reales, ya que el muelle y todas las partes más bajas de la ciudad fueron barridas por un gigantesco tsunami. Olas de hasta 9 m de altura se abalanzaron sobre la ciudad y completaron la ruina y la destrucción. A la gente del muelle se la llevó la ola y su desaparición hizo más creíble la dramática historia del engullido. Además, llegó una noticia similar de que en una ciudad de Marruecos «la tierra se había tragado» muchos miles de habitantes. Por exageradas que sean estas versiones, ilustran bien el hecho indudable de que la posibilidad del engullido —aunque dependiente de una coincidencia accidental— siempre ha sido el más terrorífico de los muchos peligros asociados a los grandes terremotos. En la cristiandad el horror se aumentó por el miedo a un súbito descenso a los terribles tormentos del infierno.

Los supervivientes de Lisboa sólo describieron lo que se les había enseñado a esperar que ocurriera, atestiguado por el espantoso relato de un terremoto registrado en el capítulo 16 del Libro de los Números. Allí se lee que Korah y sus asociados y 250 seguidores hicieron la temeridad de acusar a Moisés y a Aarón de quedarse demasiados bienes para sí mismos. Moisés «estaba muy encolerizado». No le bastó con censurarlos, sino que los amenazó con las calamitosas consecuencias de estar provocando al Señor:

«Y ocurrió que al acabar de pronunciar todas estas palabras, el suelo que estaba bajo sus pies se rompió:

»Y la tierra abrió sus fauces y los engulló a ellos y a sus casas y a todos los hombres que tenían que ver con Korah, y a todos sus dioses.

»Ellos, y todos los suyos, cayeron vivos en la fosa, y la tierra se cerró sobre ellos: y desaparecieron de entre los congregados.

»Y todos los israelitas que estaban a su alrededor huyeron al oír sus gritos: diciendo, no sea que la tierra nos trague también a nosotros.»

Este último versículo expresa bien la consternación general que se sintió en Europa después de la catástrofe de Lisboa. A ésta le siguió una explosión sin precedentes de debates públicos. El terremoto fue atribuido a causas tan diversas como al Diablo y sus legiones de espíritus infernales; la ira de Dios contra el escandaloso comportamiento de sus fieles en las iglesias lisboetas; la necesidad de castigar a Portugal por la indebida severidad de su Inquisición, y la necesidad de recordar a la humanidad las llamas del fuego del infierno en la tierra. John Wesley fue particularmente elocuente respecto a estos últimos temas. Afirmó enérgicamente que los terremotos eran un castigo por los pecados, y que cualquier intento de explicarlos como consecuencia del calor interno de la tierra era en sí mismo un pecado. En una palabra, el tratar de comprender los terremotos fatalmente producía más terremotos.

El filósofo Kant, que en 1755 sólo tenía treinta años, siguió una línea completamente distinta. Condenó firmemente todos los intentos de interpretar los propósitos divinos como actos de impertinencia ultrajante. Consideró el terremoto de Lisboa como un suceso puramente natural e hizo la sensata sugerencia de que se debía mirar dónde era probable que se produjeran terremotos y evitar el construir ciudades en estos sitios. Rousseau también interpretó los terremotos como una parte necesaria de la naturaleza e hizo constar que no se podía esperar impedir un terremoto en un lugar dado simplemente construyendo allí un gran número de iglesias.

En el entonces estrecho mundo científico, la contribución más notable estimulada por el terremoto de Lisboa la hizo John Mitchell (1724-93). Mitchell ya había inventado una balanza de torsión para determinar la densidad media del globo y había hecho los primeros trabajos sobre magnetismo terrestre y geología estructural. Después de recopilar toda la información que le fue posible obtener sobre los efectos del gran terremoto y su distribución, publicó sus conjeturas en 1760, advirtiendo que él mismo las consideraba todavía insuficientemente apoyadas por los hechos. Lo que más le impresionó fue la enorme extensión en la que se sintió el terremoto y la evidencia de que había algo que se había trasladado radialmente, a partir de los alrededores de Lisboa, y que se había ido desvaneciendo gradualmente en todas direcciones. Se enteró, por ejemplo, de que lagos muy distantes oscilaron, como el agua de una bañera al ladearse, no sólo en Suiza sino en puntos tan distantes como el Loch Ness, donde la superficie siguió subiendo y bajando en una amplitud de 60 a 90 cm durante casi una hora. Comparó esta oscilación a larga distancia con los efectos limitados de los terremotos volcánicos, cuyas sacudidas en el terreno contiguo se sienten en un radio de «sólo 10 ó 20 millas». Adscribiendo las erupciones volcánicas al escape de vapor de agua originado cuando grandes cantidades de agua tomaban contacto con el «Fuego Subterráneo», se preguntó a sí mismo: *¿Qué puede ocurrir cuando los vapores están confinados?* Fue Mitchell quien introdujo la idea de que los volcanes actúan como válvulas de seguridad al permitir el escape de vapores hacia arriba. Pero, pensaba, si los vapores se originan a demasiada profundidad para encontrar una vía de salida a la superficie, deben provocar una sacudida explosiva seguida de una migración ondulante en todas direcciones a través de las rocas. Así, Mitchell fue el primero en darse cuenta de que, a partir de la región de la sacudida inicial, un terremoto se transmite por medio de ondas hasta distancias tan grandes que éstas llegan a ser imperceptibles. Para hace dos

siglos, ésta fue una conclusión muy notable. A Mitchell se le debe considerar con toda justicia el padre de la teoría de la transmisión de terremotos mediante ondas y, ciertamente, el fundador de la vasta disciplina de la geofísica desarrollada desde entonces.

Intensidad de los terremotos y líneas isosísmicas

La constatación de Mitchell de que la capacidad de destrucción de un terremoto —lo que ahora se llama su *intensidad*— disminuye al aumentar la distancia de la fuente de origen de la perturbación, estimuló los intentos de definir el grado de intensidad en términos de información que podía ser aportada por la gente que vivía en la zona cuando se sintió el terremoto. Desde el punto de vista humano, los daños dependen de la densidad de población, del tipo de vivienda y de las características del terreno: el aluvión poco resistente es más susceptible que la roca firme. Posteriormente ya fue posible añadir la información registrada en los sismógrafos a los efectos descritos por los observadores. Actualmente la intensidad se expresa por referencia a una escala arbitraria de 12 grados, que se resume en la tabla adjunta. La escala actual es una modificación de una similar (de 10 grados) confeccionada por el sismólogo italiano Mercalli.

En términos físicos, la intensidad se determina en parte por la duración y número de las sacudidas y temblores, pero, principalmente, por la máxima tasa de cambio de estos movimientos del suelo, o sea, por su aceleración máxima. Ésta puede deducirse de los registros de los sismógrafos o sismogramas. Para facilitar la comparación, a la tabla se han añadido valores aproximados de las aceleraciones, con el objeto de indicar el rango en el que cae cada grado de intensidad empírico. Expresada en las mismas unidades, la aceleración gravitatoria promedio (g) es de 9800 mm/s^2. Cuándo y dónde se sobrepasa este valor (intensidad XII), las sacudidas verticales procedentes del suelo hacen volar al aire todo lo que está suelto. Pueden vibrar hasta soltarse incluso los árboles y a veces hasta objetos bien recubiertos pueden salir disparados.

Se observará que las divisiones de la escala empírica son muy desiguales. Cada número indicador de un grado de intensidad es más o menos proporcional, no al valor numérico de la aceleración correspondiente, sino a su logaritmo. En 1935 C. F. Richter confeccionó un tipo distinto de escala logarítmica para comparar las magnitudes de los terremotos de California. Desde entonces, su método se ha generalizado y desarrollado provechosamente. La *magnitud* de un terremoto tectónico se define actualmente de tal modo que se relaciona estrechamente con la cantidad total de energía elástica liberada cuando la roca sobredeformada rebota bruscamente y produce una sacudida (fig. 9.38). La relación entre la magnitud, M, y la energía liberada, E, viene dada por la ecuación

$$\text{Log } E = 11{,}8 + 1{,}5\ M$$

donde la energía, E, se expresa en ergios. Para la definición del *ergio* como unidad de energía, véase la página 328. Para una magnitud de 8,6, alcanzada sólo tres veces y superada una vez en el siglo actual, E es de $10^{24{,}7}$ ergios. La liberación anual promedio de energía de todos los terremotos varía entre 10^{25} y 10^{27} ergios, y la mayor parte de ella, el 80 por ciento o más, en general se debe a unas pocas sacudidas realmente importantes. Por conveniencia, para facilitar la referencia, se han añadido a la tabla algunos valores numéricos de magnitudes. No obstante, debe quedar bien claro que la magnitud asignada a un terremoto dado corresponde sólo a la máxima intensidad de este terremoto. Un seísmo *desastroso*, por ejemplo, se propaga a partir de la intensidad X pasando por *todas* las intensidades menores; pero sólo tiene *una* magnitud, que se refiere a la energía total liberada por la sacudida. Desde 1904, cuando por vez primera los sismogramas proporcionaron información a partir de la cual se podían calcular las magnitudes, sólo unas pocas sacudidas, incluyendo las de 1977 de China, han sobrepasado la magnitud 8,4:

1906	Andes de Colombia y Ecuador	8,6
1906	Valparaíso, Chile	8,4
1911	Tien Shan, Sinkiang, China	8,4
1920	Kansu, China	8,5
1933	Fosa del Japón	8,5
1950	Norte de Asam, India	8,6
1960	Chile (tres sacudidas principales)	8,3—8,9
1964	Alaska	8,6

Escala de intensidades de los terremotos y de las magnitudes correspondientes aproximadas

Intensidad	*Descripción de los efectos característicos*	*Máxima aceleración del suelo*	*Magnitud correspondiente a la máxima intensidad alcanzada*
I	*Instrumental:* detectado sólo por sismógrafos		
		10	
II	*Muy débil:* lo advierten sólo personas sensibles		3,5
		25	
III	*Débil:* como las vibraciones debidas al paso de un camión; lo siente la gente en reposo, en especial en los pisos altos		a 4,2
		50	
IV	*Moderado:* lo advierte la gente que anda; se mueven los objetos sueltos, incluyendo los vehículos parados.		4,3
		100	a
V	*Algo fuerte:* lo siente todo el mundo; la mayoría de los que duermen se despiertan y suenan las campanas.		4,8
		250	
VI	*Fuerte:* los árboles se balancean y todos los objetos suspendidos oscilan; se producen daños por caída de objetos sueltos.		4,9-5,4
		500	
VII	*Muy fuerte:* alarma general; las paredes se agrietan; se cae el enyesado de la pared.		5,5-6,1
		1000	
VIII	*Destructivo:* los conductores de vehículos se sienten seriamente afectados; se rajan las estructuras de las construcciones; se caen las chimeneas, se destruyen los edificios de estructuras débiles.		6,2
		2500	a
IX	*Ruinoso:* se hunden algunas casas allí donde el suelo empieza a agrietarse y se abren las tuberías.		6,9
		5000	
X	*Desastroso:* el suelo se agrieta; se destruyen edificios, los raíles se doblan; se producen desprendimientos en laderas abruptas.		7-7,3
		7500	
XI	*Muy desastroso:* pocos edificios quedan en pie; se destruyen los puentes y todos los servicios (férreos, conductos y cables); grandes desprendimientos e inundaciones.		7,4-8,1
		9800	
XII	*Catastrófico:* destrucción total; los objetos son arrojados al aire; el suelo sube y baja en forma de ola.		> 8,1 (máximo conocido, 8,9)

El terremoto de San Francisco de 1906 tuvo una magnitud de 8,25; el de la bahía de Sagami de 1923 (pág. 635), de 8,2.

Volviendo ahora a los trabajos iniciales, basados en la intensidad, se puede sacar mucho provecho de este concepto tan simple, como lo sacaron los primeros sismólogos. Una línea trazada uniendo todos los puntos de la misma intensidad es una *línea isosísmica* o *isosista* (fig. 25.8). Cada una de ellas suele cerrar una zona más o menos circular o elíptica, según que el lugar de origen del seísmo sea puntual o alargado. El lugar de origen se llama *origen, foco* o *hipocentro* y el punto o línea de la superficie terrestre que se encuentra verticalmente encima es el *epicentro* o *línea epicentral*. Comparando las intensidades en el epi-

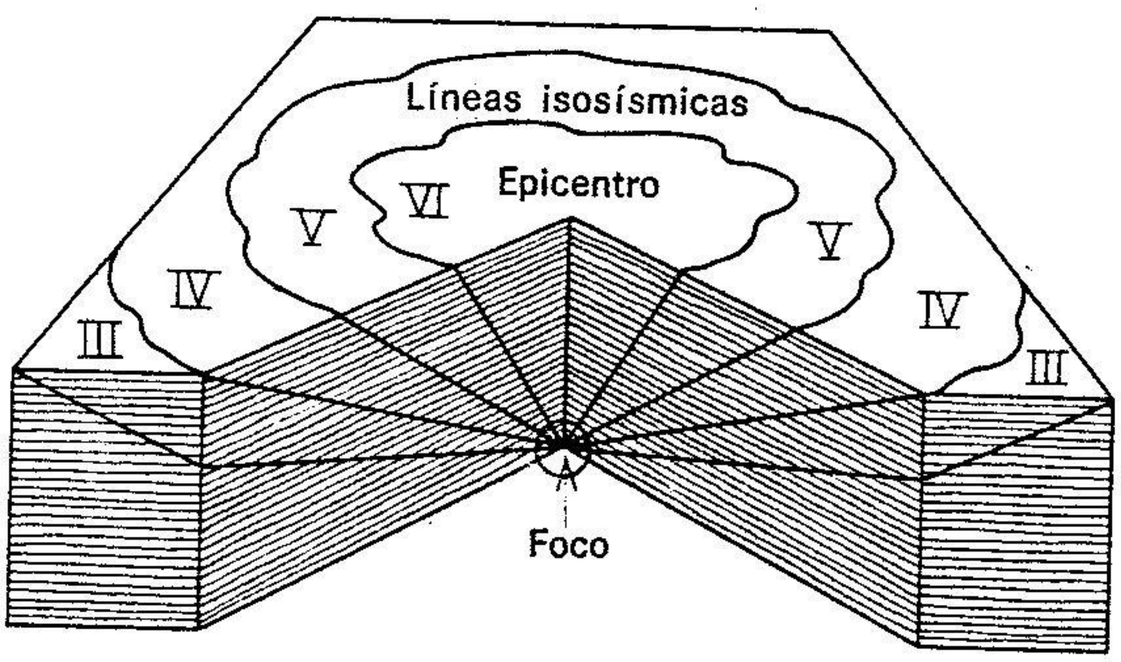

Figura 25.8. Bloque diagrama que muestra líneas isosísmicas y su relación con el epicentro y con las trayectorias de las ondas que irradian desde el foco de un terremoto. Los números romanos indican intensidades.

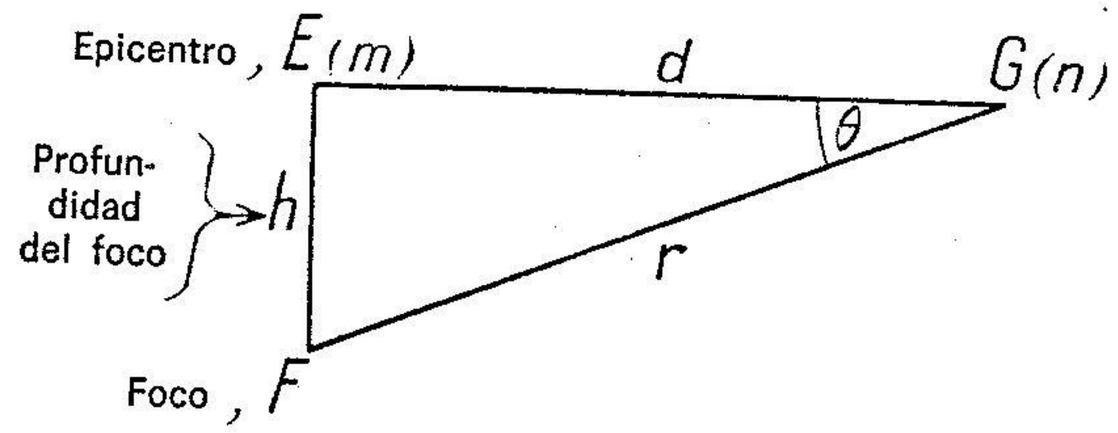

Figura 25.9. Esquema del método de Oldham para calcular en primera aproximación la profundidad focal (h) de un terremoto.
Intensidad en E = m (conocida)
Intensidad en G = n (conocida)
Distancia entre E y G = d (conocida)
Problema: encontrar h, la profundidad del foco.

centro E y en un punto G situado sobre una línea isosísmica a una distancia conocida de E, R. D. Oldham mostró, por lo menos en principio, cómo se podía determinar la profundidad del foco (figura 25.9).

Teóricamente, la intensidad (expresada en términos de aceleración) disminuye a partir del foco en proporción inversa al cuadrado de la distancia. Así, como primera aproximación tenemos:

$$n/m = h^2/r^2 = (\text{sen } \theta)^2$$

Una vez determinado θ, entonces

$$d \text{ tg } \theta = h = \text{la profundidad del foco.}$$

De los registros de 5605 terremotos detectados en Italia, Oldham descubrió que el 90 por ciento de los mismos se originó a profundidades de menos de 8 km; aproximadamente el 8 por ciento a profundidades entre 8 y 30 km, y el resto a profundidades mayores. Los terremotos tectónicos se clasifican actualmente en:

Someros: cuando la profundidad de origen es menor de 60 km (o de 70 km, profundidad adoptada por algunos sismólogos).

Intermedios: cuando la profundidad de origen se halla entre 60 (ó 70) y 300 km.

Profundos: cuando la profundidad de origen es mayor de 300 km; la profundidad máxima registrada hasta ahora ha sido de unos 720 km. La mayoría de los terremotos profundos se originan entre 500 y 700 km.

Los terremotos volcánicos se producen por fenómenos tales como explosiones de gas, abombamiento y fisuración de estructuras volcánicas (figura 25.10) y sus zócalos durante el período que precede a una erupción, o formación de calderas. En general se producen en «enjambres» y suelen ser de origen somero. Por esta razón, la zona en la que se sienten las perturbaciones es correspondientemente reducida (rara vez ocupa más de unos pocos centenares de kilómetros cuadrados), aunque la intensidad junto al propio volcán puede ser alta. En contraste con ellos, los terremotos tectónicos se pueden sentir en extensiones mil veces mayores.

Tsunami

Las gigantescas olas marinas a menudo asociadas a terremotos de gran magnitud se producen por desplazamientos del agua debidos a los súbitos e importantes cambios de nivel del fondo del mar, o sea, por movimientos de fallas responsables del terremoto o por desplomes submarinos desencadenados por el terremoto. Relacionados con los desplomes están los desprendimientos hasta aguas muy profundas de inmensos volúmenes de rocas procedentes de las abruptas laderas glaciales de algunos fiordos. Una de las olas gigantescas más impresionantes así originada se formó en una ensenada del golfo de Alaska, al sudeste del glaciar Malaspina, inmediatamente después de un terremoto en 1958. Copiosas lluvias posteriores a frecuentes repeticiones de heladas y deshielos debilitaron la zona de rocas muy fracturadas de la parte interna de la ensenada, y el terremoto sol-

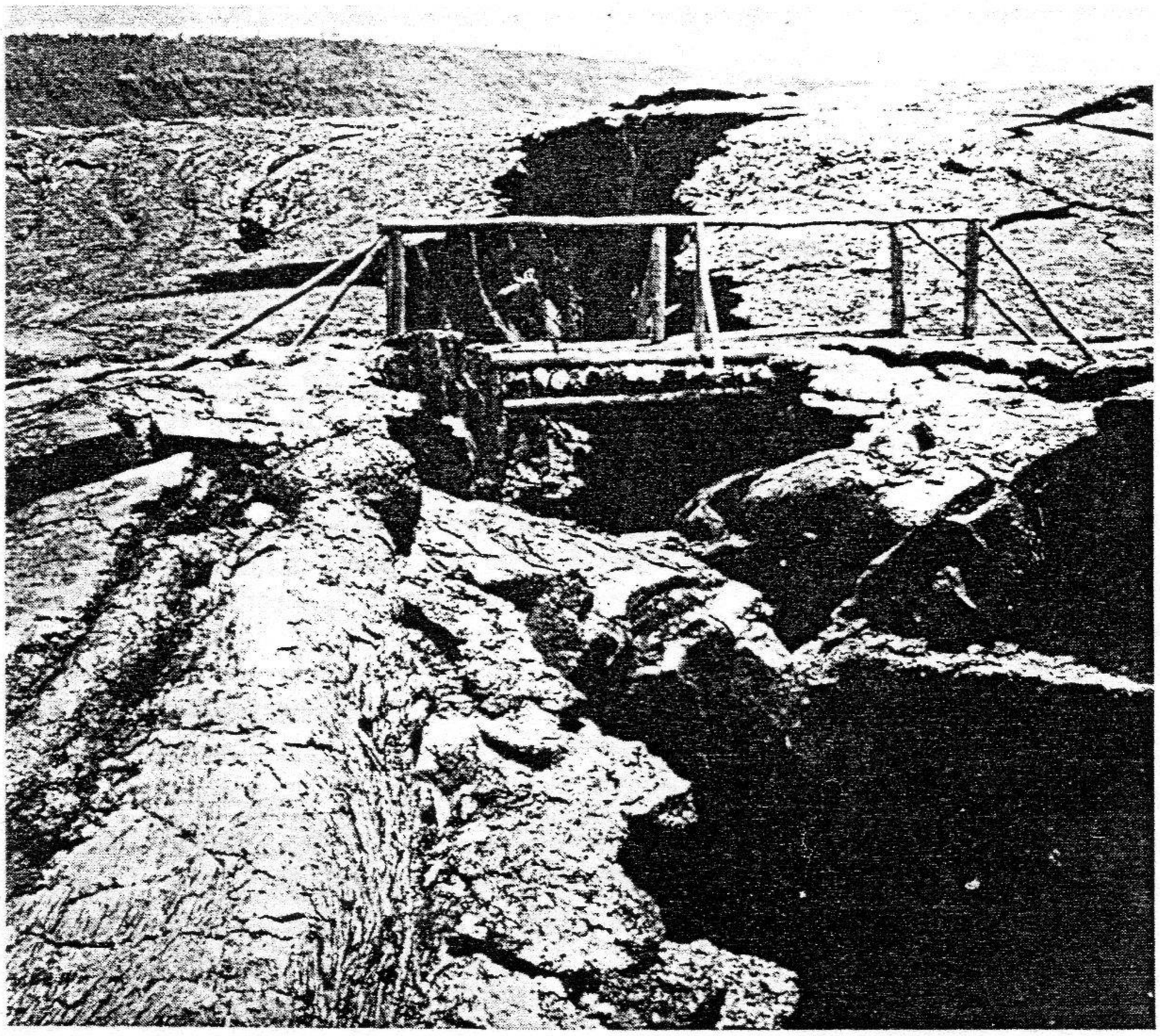

Figura 25.10. Fisura abierta durante las sacudidas de un conjunto de terremotos que precedieron a una erupción volcánica, zona de fractura sudoccidental del Kilauea, Hawaii *(Alex, Cockburn).*

tó una valancha rocosa de tal volumen que el agua desplazada inició una ola de frente muy abrupta que subió a una altura de 30 m o más y alcanzó una velocidad de 200 km por hora. En varios kilómetros a lo largo de la costa se destruyó el bosque y en algunos puntos el impulso del oleaje hizo subir el agua por lo menos 525 m, como se comprobó posteriormente por la altura a la cual los árboles habían sido descortezados y el fondo rocoso desnudado de la cubierta de suelo.

Los tsunami generalmente son el resultado de cambios topográficos producidos en el fondo del mar por potentes movimientos terrestres que tienen lugar a lo largo de costas cuyas inmediaciones son muy profundas, tales como las adyacentes a las grandes fosas pacíficas. Menos a menudo, el desplazamiento del fondo del mar se produce debido a la formación de una caldera submarina (como en el caso del tsunami del Krakatoa de 1883). pero en todos los casos se aplican los mismos principios generales. Si el desplazamiento produce una gran depresión en la superficie del océano, allí afluye agua desde todos los lados y en toda la columna de agua, que puede ser muy alta. Una manifestación de este flujo hacia el interior es una premonición de la formación de un peligroso tsunami. Si el desplazamiento del fondo del mar es hacia arriba y provoca una elevación generalizada de la superficie oceánica, el agua fluye hacia fuera en todas direcciones y desde todas las profundidades. De todos modos, tanto si el desplazamiento se produce hacia arriba como si se produce hacia abajo, el impulso del vasto volumen de agua en movimiento la desplaza de su posición de equilibrio. El flujo y reflujo resultante toma la forma de una serie de ondas oscilatorias gradualmente subsidentes. En zonas de gran profundidad de agua estas ondas tienen longitudes de onda de centenares de kilómetros y se desplazan a velocidades de centenares de kilómetros por hora, pero no tienen más de un metro de altura, de modo que pasan desapercibidas por los barcos en alta mar. Sin embargo, la energía que se está transmitiendo es inmensa, ya que está implicada toda la columna de agua. Por consiguiente, cuando estas olas llegan a zonas progresivamente más someras y a bahías y ensenadas que se van estrechando, suben hasta alturas que repentinamente resultan aterradoramente destructivas junto a su foco de origen, y que todavía pueden volver a ser

peligrosas después de trasladarse y dispersarse a través de millares de kilómetros (figs. 25.11 y 25.12).

Teóricamente, la velocidad v en agua profunda viene dada por $v^2 = gd$, donde g es la aceleración de la gravedad (unos 960, pongamos 1000, cm/seg^2) y d es la profundidad del agua. Si d es de 4 km = 400 000 cm, entonces $v^2 = 400\,000\,000$, y $v = 20\,000$ cm/seg = 720 km/h. Esto se verificó en la práctica por vez primera al estudiar los tsunami del Krakatoa, que se registraron en los mareógrafos de todos los principales puertos del mundo. Las velocidades a través del océano Índico variaron entre 565 y 720 km por hora, de acuerdo con las distintas profundidades del agua a lo largo de las trayectorias atravesadas entre el Krakatoa y las estaciones de mareas, como Adén y Ciudad del Cabo.

Figura 25.11. Sandy Beach (Playa de Arena), cerca de Hilo, en la costa nordeste de Hawaii, unos pocos minutos antes de que un tsunami, que se produjo a partir de un fuerte terremoto originado bajo la fosa Aleutiana, se precipitara por la playa y la carretera y produjera los efectos que se ven en la figura 25.12 *(Honolulu Advertiser: Foto Y. Ishii).*

El tsunami originado junto con un gran terremoto en el talud occidental de la fosa del Japón en 1933 (magnitud 8,5) elevó olas montañosas, de más de 27 m de altura, a lo largo de las costas de algunas de las bahías del Pacífico y de las ensenadas del Japón, donde se ahogaron millares de personas. Las olas se registraron en San Francisco unas diez horas después, o sea, atravesaron el Pacífico a 756 km por hora. Tardaron unas veinte horas en llegar a Iquique, norte de Chile, a una velocidad promedio algo menor debido a que la ruta a San Francisco es algo más profunda. Iquique, y otras partes de la costa pacífica de Sudamérica, tienen su propia larga historia de terremotos y tsunami destructivos, y algunos de éstos han sido suficientemente fuertes como para ser vistos en Hawaii y registrados en el Japón. Desde el impresionante ejemplo de Lisboa de 1755, que fue suficientemente potente como para levantar olas visibles en el mar del Norte después de sobrepasar el canal de la Mancha, las costas atlánticas situadas fuera del Caribe ya no han vuelto a sufrir nuevos daños serios a causa de los tsunami.

A consecuencia de los fuertes terremotos originados bajo las profundas fosas del Pacífico occidental, unos 150 tsunami desastrosos han afligido

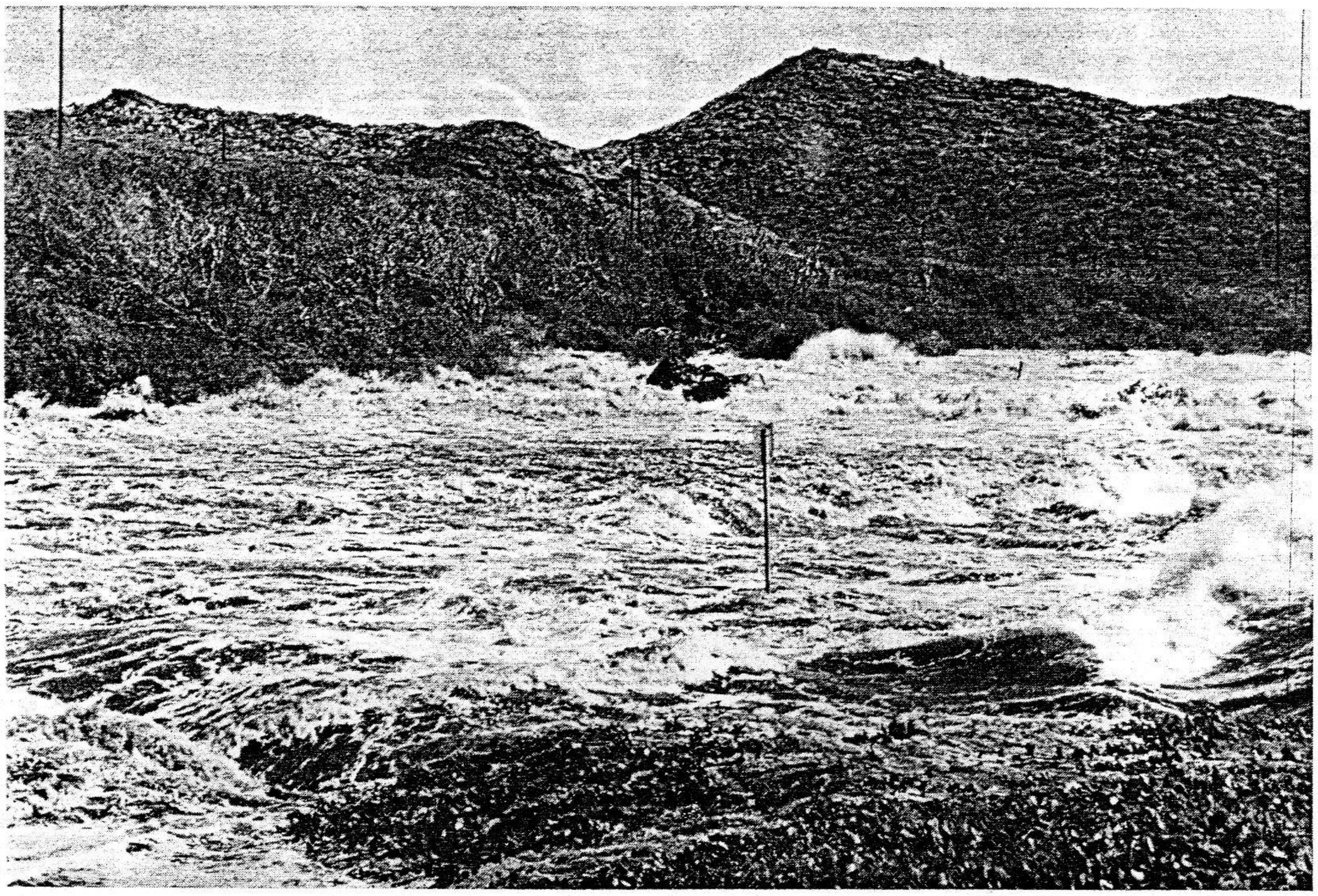

Figura 25.12. Los vehículos que pasaban por la carretera costera fueron arrastrados cuesta arriba por la súbita aparición del tsunami. A la izquierda puede verse un hombre que huye a una zona más segura. La posición de la carretera se identifica por la señal de tráfico del centro, un poco a la derecha *(Honolulu Advertiser: Foto Y. Ishii).*

las costas japonesas desde que allí se empezó a conservar el registro de los seísmos. En los años recientes se ha visto que a los terremotos submarinos de magnitud superior a 8 invariablemente les han seguido un stunami. A pesar del enorme número de terremotos de magnitudes menores, muy pocos de ellos han ido asociados a tsunami. Por eso se sospecha que estos pocos, y probablemente algunos de los otros, se iniciaron por desplomes a gran escala y corrientes de turbidez desencadenados por los movimientos súbitos. También vale la pena considerar que los movimientos a lo largo de fallas de desgarre probablemente no deben producir tsunami por sí mismos, ya que los desplazamientos corticales verticales deben ser insignificantes. Pero el descenso en forma de avalancha de gruesas capas de sedimento por las escarpadas laderas de las fosas bastante próximas a la costa debe producir —y en algunos casos se sabe que ha producido— cambios de nivel del fondo del mar que pueden ser de hasta un centenar de metros.

A menudo hay quien se sorprende de que los habitantes de las «islas bajas» del Pacífico y de otros atolones oceánicos puedan escapar al barrido que supone el paso del tsunami. Su salvaguarda se debe a dos aspectos. Estas islas se elevan abruptamente desde el fondo del mar, a modo de pináculos cuyo diámetro es muy pequeño comparado con la gran longitud de onda del tsunami en aguas profundas. Lo que se transmite es la energía, no el agua. El bajo frente de la ola se retarda lo suficiente como para hacerse apreciablemente más abrupto sólo allí donde el fondo oceánico se va haciendo progresivamente más somero a lo ancho de una gran extensión, como por ejemplo, a través de la gran prominencia sobre la que se alzan las islas Hawaii. Entonces, donde la topografía costera es apropiada, puede convertirse rápidamente en una onda de traslación, como una bora (cf. pág. 556). Las figuras 25.11 y 25.12 ilustran el rápido desarrollo de una ola de éstas

cerca de Hilo a causa de un tsunami que se originó a más de 3600 km de distancia en la fosa de las Aleutianas.

Distribución de epicentros: zonas sísmicas

Los terremotos se pueden registrar en cualquier parte, pero los lugares donde se originan están confinados a regiones en las que se están produciendo movimientos terrestres o donde los volcanes son activos. La figura 25.13 muestra en forma generalizada la distribución de epicentros conocidos en el siglo actual. La mayoría de los terremotos se originan en tres zonas bien definidas: una *zona circumpacífica,* una *zona mediterránea y transasiática* y una zona de *dorsales mesoceánicas* que se prolonga en los valles de fractura africanos.

La zona circumpacífica coincide muy bien con las fosas oceánicas profundas y los arcos de islas asociados, y los seísmos se localizan en los lados continentales de las fosas. Desde Alaska hacia el oeste del Pacífico, se dispone paralelamente a las fosas de Kuriles, del Japón, Keramac-La Tonga hacia el noroeste de Nueva Zelanda, mientras que otra gira en redondo hacia el oeste y se dispone paralela a la fosa de Java o Indonesia.

En el Pacífico oriental, la zona de seísmos sigue la costa oeste de Norteamérica y es especialmente característica de California, aunque allí no hay ninguna fosa oceánica asociada. Prosigue hacia el sur paralelamente a la fosa de Centroamérica y continúa hacia la costa andina, donde está asociada a la fosa de Perú-Chile.

Entre los terremotos de la zona circumpacífica los hay de los tres tipos, someros, intermedios y profundos. Los seísmos realmente profundos están prácticamente restringidos a la zona circumpacífica, donde la profundidad de los focos aumenta de somera a intermedia y luego a grande en dirección hacia tierra desde los bordes de las

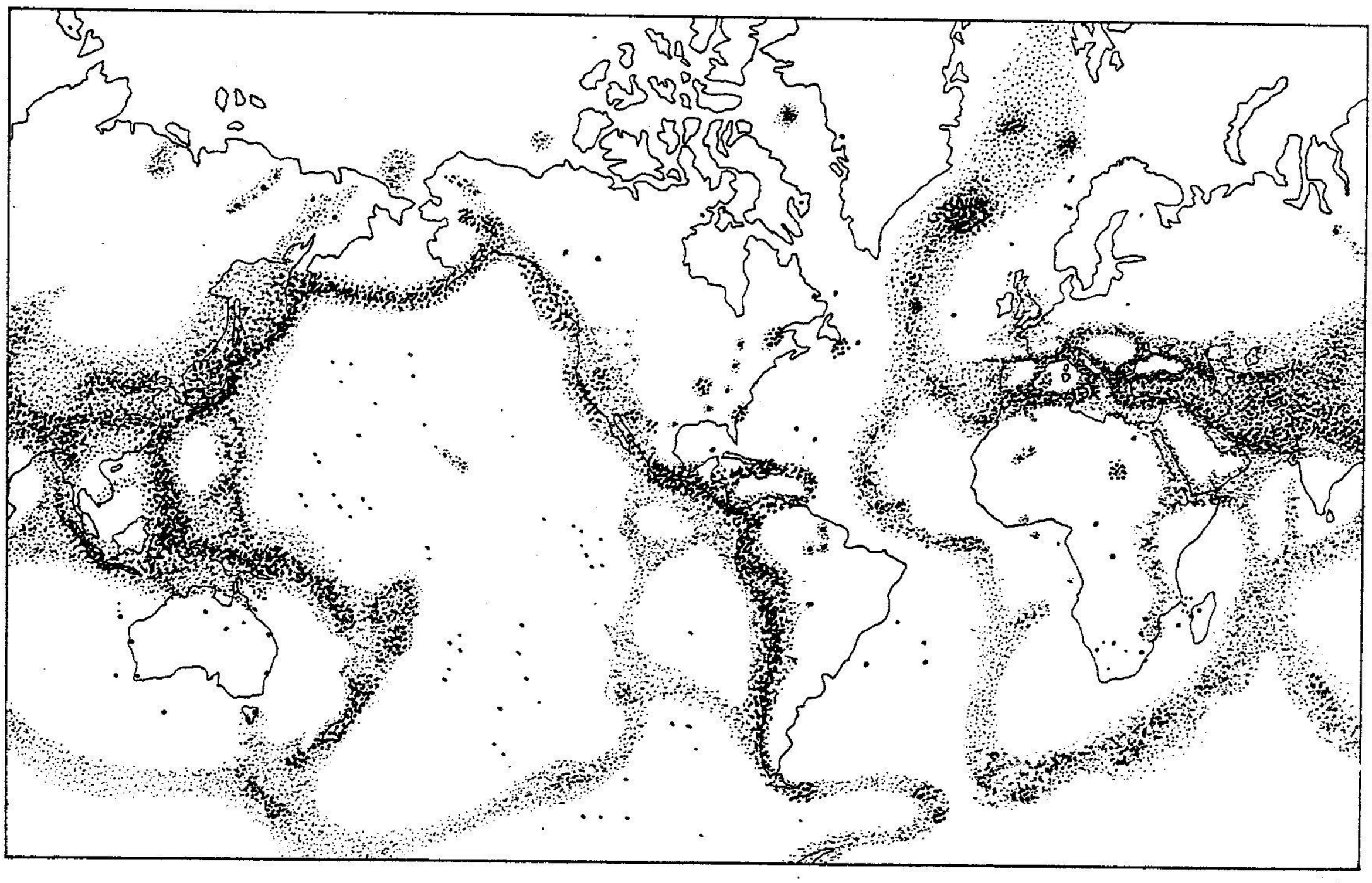

Figura 25.13. Mapa que muestra la distribución de los epicentros de terremotos ocurridos en nuestro siglo. El punteado más fuerte indica terremotos frecuentes, entre los cuales se incluyen la mayor parte de los de gran magnitud. La densidad del sombreado se ha exagerado relativamente a lo largo de las dorsales mesoceánicas y valles de fractura continentales para hacer más evidente el significativo patrón de distribución en estas regiones.

fosas. Es evidente que esta correlación entre las profundas fosas oceánicas y la faja sísmica debe tener algún significado importante. Tal como se verá en el capítulo siguiente, la evidencia sugiere que la zona sísmica marca las rutas a lo largo de las cuales, lajas de litosfera oceánica se sumergen hacia el manto a lo largo de las fosas.

La segunda faja sísmica, la de la zona mediterránea y transasiática, se extiende a lo largo de los arcos montañosos alpinos europeos y del norte de África, por Asia Menor y el Cáucaso, y por Irán y Pakistán hacia el Pamir, el Himalaya, el Tibet y China. Esta zona está caracterizada por la mayor parte de los fuertes seísmos de origen somero y por otros de origen intermedio. Durante mucho tiempo se creyó que en esta zona no se daban terremotos profundos, pero en 1954 se originó un potente terremoto a 630 km de profundidad bajo las laderas meridionales de Sierra Nevada, España. La zona sísmica mediterránea y transasiática sigue más o menos sistemas orogénicos terciarios y recientes. No hay fosas oceánicas profundas asociadas visibles; en realidad esta zona sísmica está casi toda en continentes, pero se está tratando de descubrir si alguna vez hubo fosas, ahora desaparecidas.

La mayoría de los terremotos restantes son de tipo somero y se localizan a lo largo de las dorsales mesoceánicas y de las fallas transformantes que las interceptan. A lo largo de las fallas transformantes, están confinados a aquellos partes que conectan y que están comprendidas entre lo que parecen porciones dislocadas de las dorsales. En la figura 25.13, esta zona sísmica, que se prolonga a lo largo de los valles de fractura africanos, está muy exagerada. No obstante, esta exageración sirve para destacar el hecho de que el conjunto de las zonas sísmicas marca el contorno de regiones de la superficie terrestre que son relativamente inertes y da un patrón de tipo mosaico. Estas regiones inertes son las placas litosféricas del capítulo 29, cuyos movimientos relativos son la causa fundamental de los terremotos.

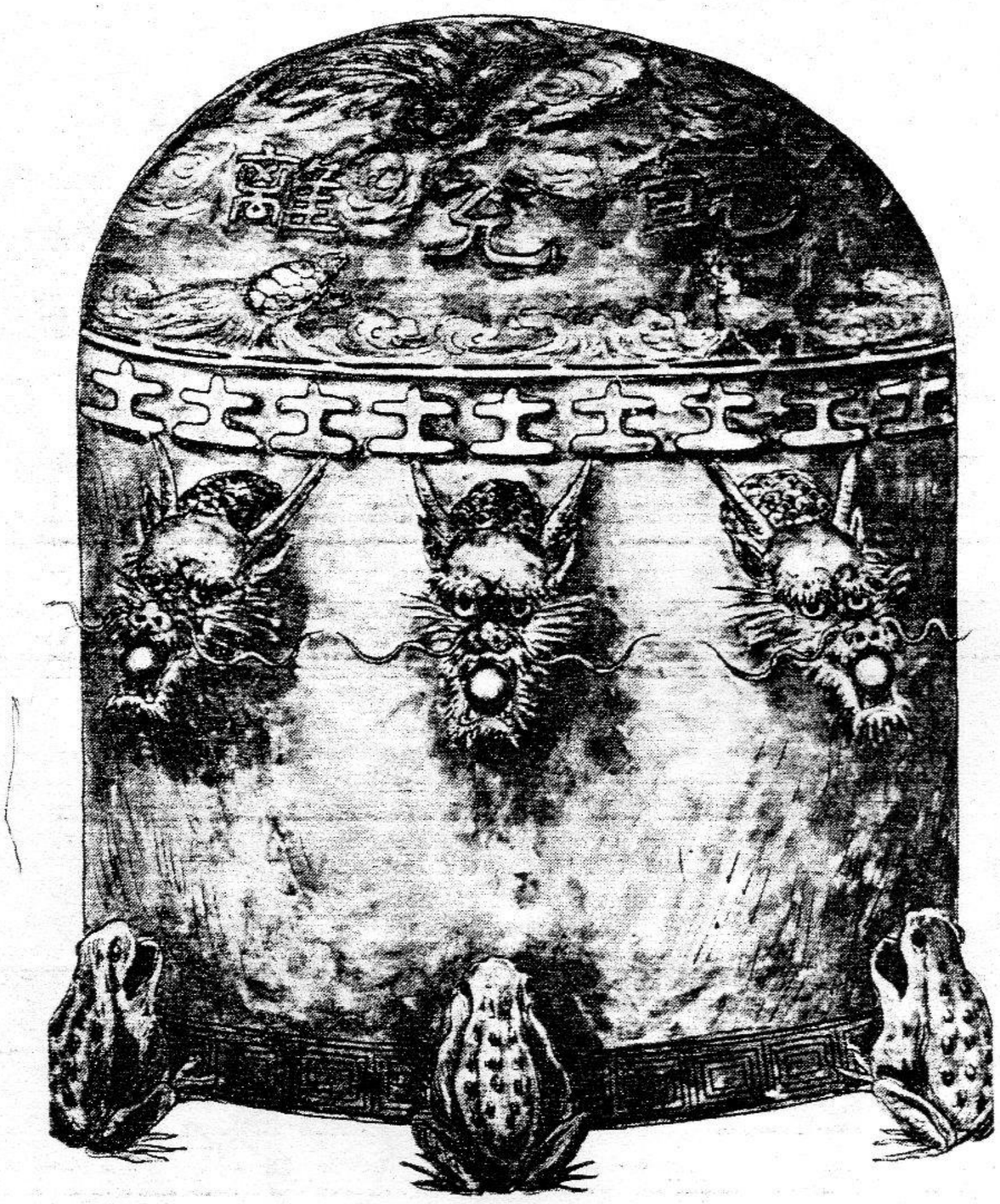

Figura 25.14. Primer sismoscopio que se conoce, diseñado en el año 132 por el astrónomo chino Chang Heng. Un pilar, suspendido de la cubierta abovedada del cilindro, oscilaba en la dirección del movimiento inicial cuando el instrumento era sacudido por un terremoto, y accionaba un mecanismo que soltaba una bola desde la cabeza de dragón cercana a la boca de la rana situada debajo *(Museo de la Ciencia, Londres).*

Sismógrafos

A partir del foco de un terremoto se propagan ondas en todas direcciones por toda la tierra, y cuando llegan a una estación sismológica quedan registradas por los sismógrafos, siempre que no sean demasiado fuertes y dejen inoperante al instrumento. Se han ideado gran variedad de instrumentos para detectar los seísmos (fig. 25.14). En el período de tiempo comprendido entre las dos guerras mundiales, la mayoría de los que se usaban consistían en péndulos delicadamente equilibrados diseñados para registrar las componentes o bien horizontal o bien vertical de las vibraciones del suelo. Una buena estación sismológica debía tener dos sismógrafos horizontales montados perpendiculares entre sí —en general uno para responder a los movimientos N-S y otro, a los E-O— y un instrumento vertical; así entre los tres daban un registro completo de los movimientos en tres dimensiones.

Aquí será suficiente indicar los principios en los que se basaba el tipo de aparato que suminis-

tró la mayor parte de los datos de interés geológico hasta hace unos treinta años. La condición esencial para registrar el paso de las ondas sísmicas es tener un punto que se mantenga estacionario, o casi, mientras cada temblor de tierra sacude todo el instrumento, incluyendo el sistema de registro. El péndulo horizontal ilustrado en la figura 25.15 consiste en una barra cargada con un peso que puede oscilar con respecto a un soporte sólido que está firmemente fijado al suelo, y comparte las vibraciones de éste. Debido a su inercia, el peso tiende a mantenerse estacionario. Lo que se registra, y luego se amplifica de manera adecuada, es el movimiento relativo entre el extremo de la barra y el resto del instrumento.

Un espejito fijado en el extremo de la barra refleja un haz de luz sobre un papel fotográfico enrollado en un tambor cilíndrico que gira alrededor de un tornillo largo; mientras gira, el carrete va soltando el papel perpendicularmente al haz de luz reflejada. La longitud del haz determina la ampliación. Así, las vibraciones se van registrando continuamente, salvo en cortas interrupciones que dan un registro del tiempo. El mecanismo de relojería que dirige el tambor también hace actuar un diafragma que corta la luz a intervalos regulares, produciendo las interrupciones. La medición precisa del tiempo es imprescindible, y actualmente ésta suele asegurarse mediante el registro de señales horarias de radio directamente en el sismograma. Cada banda de papel da un registro de 12 ó 24 horas, tiempo adecuado para efectuar la sustitución de una banda por otra.

Más recientemente, las necesidades de efectuar prospecciones sísmicas (como, por ejemplo, para detectar estructuras que pueden contener petróleo) y la imperiosa necesidad de diferenciar terremotos naturales de explosiones nucleares, han estimulado el diseño de instrumentos aprovechando propiedades electromagnéticas que son muy sensibles a movimientos relativos. Ejemplos de ello son el cambio de resistencia eléctrica de ciertos cristales como respuesta a mínimos cambios de presión producidos por el paso de vibraciones, y la débil corriente que se establece en un muelle cargado con un peso suspendido en un campo magnético cuando entre ambos hay un movimiento relativo. Pequeños detectores portátiles del tipo último —llamados geófonos— son parte del equipo estándar empleado en la prospección sísmica. Un tipo de geófono muy útil tiene un potente imán permanente rígidamente fijado a la caja que lo contiene (la cual, ella misma a veces es un cubo que no tiene más de 5 cm de lado); la caja, cuando está funcionando, está bien enterrada en el suelo. Cuando llega una vibración, la corriente generada en el muelle suspendido pasa a accionar un registrador en el cual se aloja el resto del instrumento. Allí la corriente pasa a una válvula amplificadora conectada con un galvanómetro, cuyas oscilaciones se registran fotográficamente.

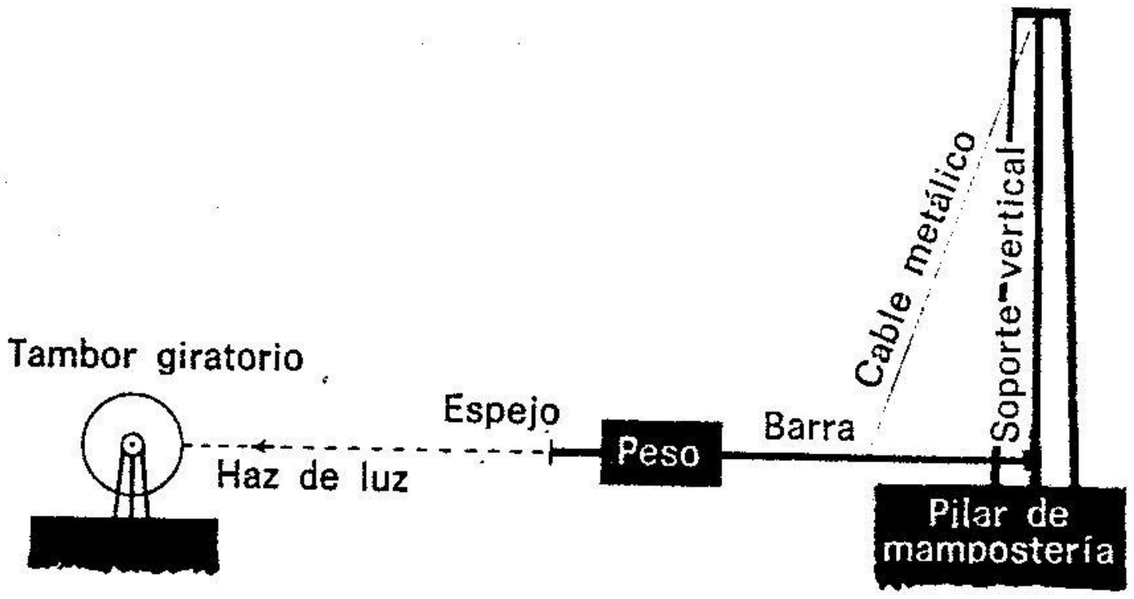

Figura 25.15. Esquema de las partes esenciales de un sismógrafo horizontal del tipo de Milne-Shaw.

A una escala mayor, en 1962 se instaló un sistema muy eficaz de detección y registro de Eskdalemuir, cerca de Dumfries, sur de Escocia. Consiste en una batería de instrumentos contenidos en cilindros de acero, enterrados en el suelo, a intervalos, a lo largo de dos tramos perpendiculares de 8 kilómetros de extensión, y capaces de captar vibraciones de cualquier parte de la tierra. Cada detector está conectado al observatorio, donde las vibraciones se registran automáticamente, y los registros se interpretan muy rápidamente con la ayuda de computadoras electrónicas.

Ondas sísmicas

Los registros de terremotos lejanos suelen ser complejos y difíciles de interpretar si no se tiene mucha y variada experiencia. En los sismogramas más simples, como los representados por la figura 25.16, se distinguen bien tres tipos de pulsos (P, S y L), en especial cuando el terremoto se origina a una distancia de entre 10° y 50° de la estación registradora. La primera llegada es la on-

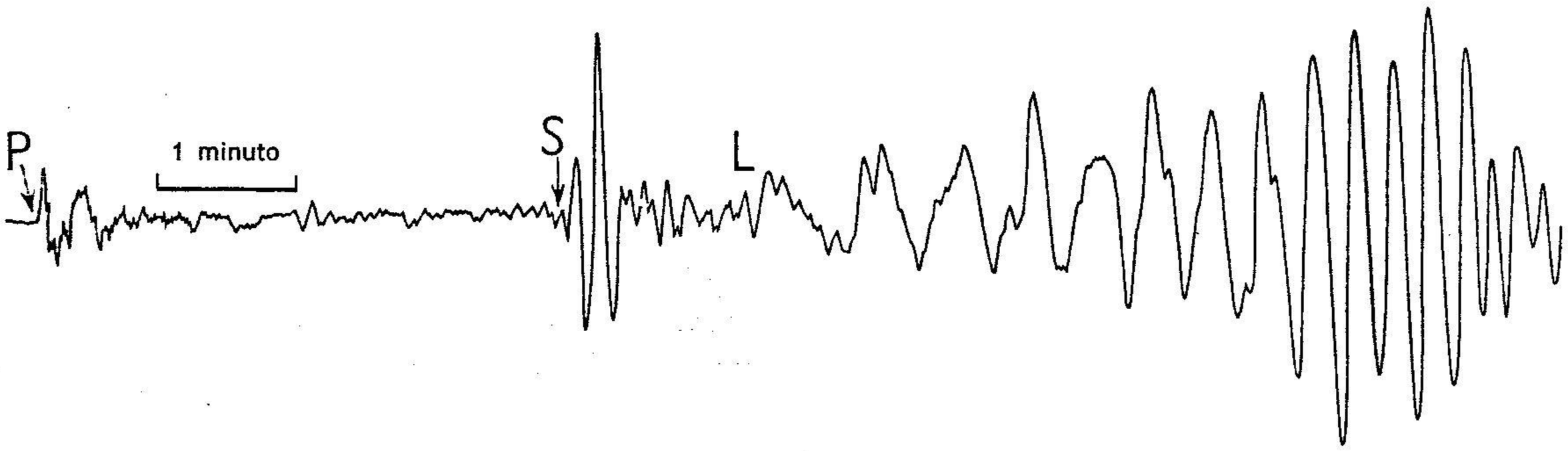

Figura 25.16. Sismograma registrado en el observatorio de Pulkovo, Rusia, de un terremoto originado en Asia Menor el 9 de febrero de 1909. El intervalo de tiempo S-P es de 3 minutos 43 segundos, y corresponde a una distancia de 2253 km del epicentro *(Según B. Galitzin).*

da primaria u onda P, a la que sigue un tren de oscilaciones irregulares. Luego llega una pulsación secundaria u onda S, también seguida de un tren de oscilaciones. P y S son ondas internas que han viajado a través de la tierra por trayectorias como las que se indican en la figura 25.17. La forma de la trayectoria, cóncava hacia la superficie, indica que sus velocidades aumentan con la profundidad. Aunque la existencia de ondas P y S en los sólidos la predijo Poisson a partir de la teoría de la elasticidad, su identificación como tales no se efectuó hasta 1899, cuando Oldham las reconoció por vez primera en los registros sísmicos.

Las ondas P, o de «tira y afloja» son ondas de *compresión-dilatación* (o de *compresión-rarefacción*) como las del sonido, en las que cada partícula vibra adelante y atrás en la dirección de propagación (fig. 25.18). Todos estamos familiarizados con la transmisión del sonido a través del aire, del agua y de sólidos, y esto es un ejemplo del hecho más general de que las ondas P atraviesan gases, líquidos y sólidos. Las ondas S o de «sacudida» son ondas *transversales* o de *cizalla,* en las cuales el movimiento de cada partícula es perpendicular a la dirección de propagación, como las ondulaciones de una cuerda tirante sacudida por un extremo. Las ondas de cizalla sólo atraviesan sólidos, no líquidos. Como las ondas P y S dependen de propiedades diferentes, al atravesar rocas del mismo tipo se desplazan a velocidades diferentes. La velocidad de las P depende de la densidad y la compresibilidad (resistencia a la compresión) mientras que la de las S depende de la densidad y la rigidez (resistencia a la distorsión o cizallado). Como regla, las P se transmiten a una velocidad 1,7 veces mayor que las S.

Además de transmitir ondas P y S, la tierra puede transmitir otros dos tipos de ondas que se desplazan por la zona próxima a la superficie debido a una reflexión continua producida en los límites superior e inferior de las capas superficiales. Estas «ondas superficiales», como se las llama, son responsables del tercer tren de pulsaciones, cuya llegada se ha marcado con una L en la figura 25.16. Se las conoce colectivamente como ondas L porque tienen períodos largos. El hecho de que resalten tanto en los sismogramas registrados a partir de cierta distancia del foco se debe a que se transmiten y dispersan su energía casi proporcionalmente a $1/d$ (siendo d la distancia a partir

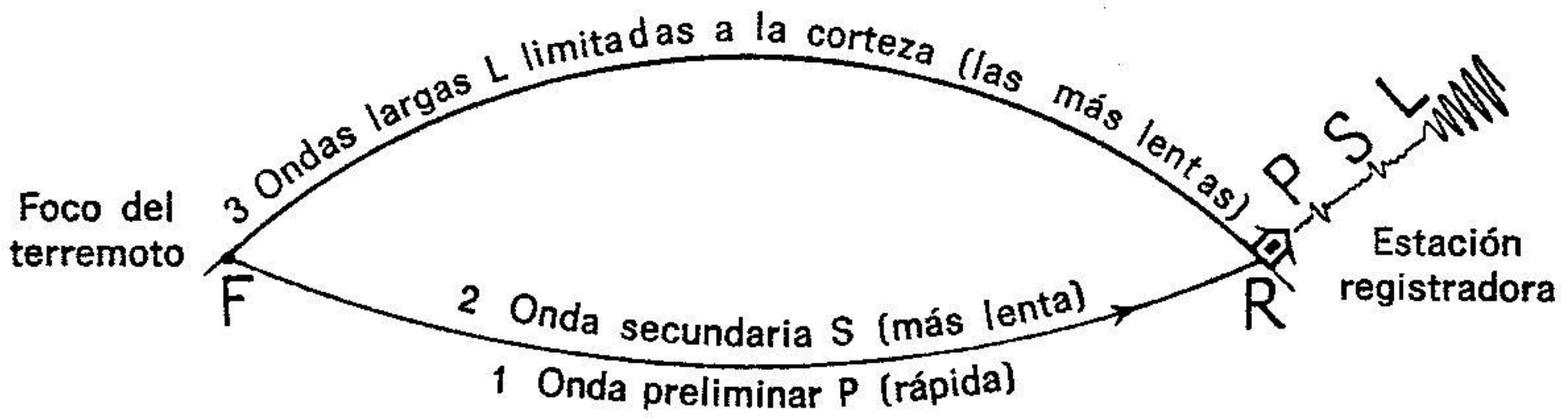

Figura 25.17. Corte a través de un segmento de la tierra que muestra las trayectorias seguidas por las ondas P, S y L de un terremoto originado en el foco F y registrado en la estación R.

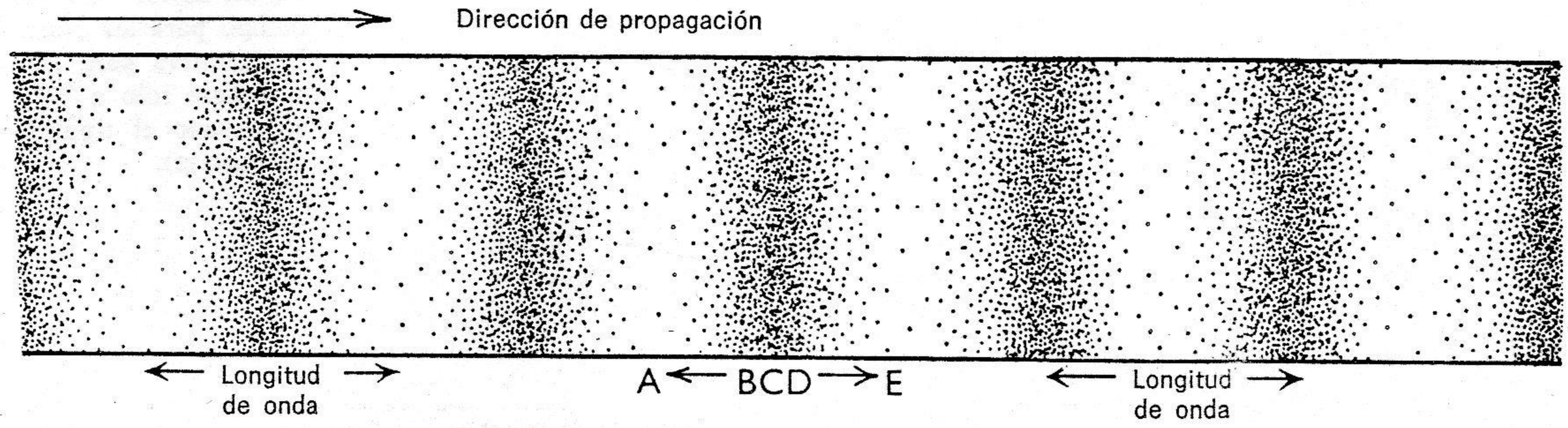

Figura 25.18. Representación esquemática de las ondas de compresión-rarefacción (onda P). La sacudida inicial desencadena una zona de compresión o rarefacción que rápidamente se desplaza hacia fuera (en el granito a una velocidad de unos 5,6 km/seg), aunque los movimientos oscilatorios adelante y atrás de las partículas individuales son muy débiles.
A, zona de rarefacción detrás de C
C, zona de máxima compresión
E, zona de rarefacción frente a C
B, partículas comprimidas que retroceden hacia A
D, partículas comprimidas que avanzan hacia E.

del foco), mientras que las ondas internas, P y S, dispersan sus energías proporcionalmente a $1/d^2$, que rápidamente se hace mucho menor que $1/d$ al aumentar los valores de d.

Las ondas L llegan después que las P y las S debido a la mayor complejidad de sus trayectorias a través de las capas corticales. Una de las dos clases de ondas L la predijo el tercer Lord Rayleigh en 1887, veinte años antes de que se identificara en los sismógrafos. En las *ondas Rayleigh,* el movimiento de las partículas se produce según órbitas elípticas en el plano de propagación, análogas a las órbitas casi circulares de las partículas de agua durante el paso de olas sobre lagos o sobre el mar. En el segundo tipo de ondas L el movimiento es horizontal y perpendicular a la dirección de propagación. Estas ondas se identificaron en los sismogramas antes de que se hubiera descubierto su existencia. Las explicó un matemático de Oxford, A. E. H. Love, como una extensión de la teoría de Rayleigh y desde entonces se las conoce como *ondas Love.* Tanto las Rayleigh como las Love se desvanecen a diferentes profundidades según sus períodos y, por consiguiente, proporcionan valiosa información para distinguir los tipos continental y oceánico de corteza (cf. figura 26.4).

Como fondo a las ondas P, S y L y sus numerosas asociadas hay pequeños temblores de tierra irregulares y trepidaciones permanentes, que se pueden comparar al ruido del tráfico que se oye en una sala de conciertos tanto si están tocando como si no. Estos *microseísmos* imponen un límite al grado de ampliación útil, ya que sólo se confunden con los registros de los terremotos si son demasiado grandes. Algunos de los microseísmos más evidentes se producen por tráfico lejano, otros por el choque de las rompientes en costas rocosas y otros se han identificado como debidos a cambios de presión atmosférica y, en especial, a huracanes y tifones. Pero cuando ya se ha explicado toda esta actividad microsísmica regional, todavía queda un fondo a escala mundial de «ruido» sísmico caótico. Don y Florence Leet han sugerido que estos microsismos se producen por la condición de esfuerzos en la que se encuentra la corteza, que zumba o resuena como un trozo de acero sometido a muy fuerte tensión.

Cuando se construye un diagrama de puntos *tiempo-distancia* de las ondas P y S (lo que tardan en llegar a las distintas estaciones sísmicas del mundo y las distancias de éstas a los epicentros) éstos caen en curvas suaves que son casi siempre las mismas para todos los terremotos lejanos, excepto aquellos originados a grandes profundidades. La figura 25.19 muestra que los intervalos de tiempo entre las llegadas de P y S aumentan constantemente con la distancia. Así, cuando se registra un terremoto en una estación lejana, la medida del intervalo comprendido entre los tiempos de llegada, S-P, sirve para determinar en primera aproximación tanto la distancia al epicentro como el momento en que se produjo la sacudida. Para obtener un primer indicio de la posición del epicentro se necesitan por lo menos

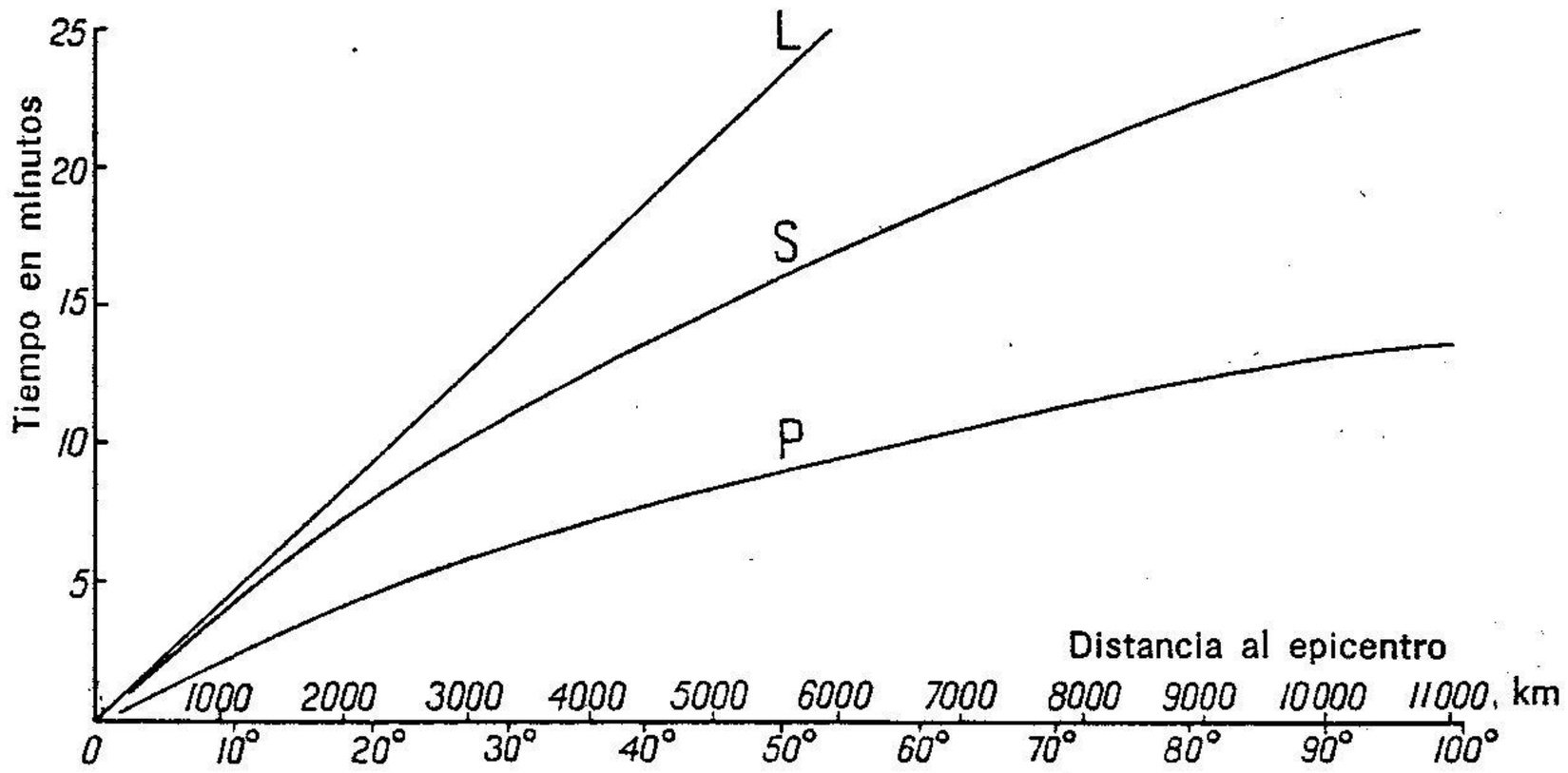

Figura 25.19. Curvas distancia tiempo para las ondas P, S y L (la curva para las ondas L se refiere sólo a las que han atravesado el tipo continental de corteza).

tres de estas determinaciones de distancia en estaciones bien alejadas entre sí (fig. 25.20). Si se dispone de varias determinaciones se consigue mayor precisión, en especial si además se calcula la profundidad del foco a partir de los registros, ya que S-P se refiere realmente a la distancia entre la estación de registro y el foco. Cuando el foco es profundo, la diferencia entre distancia focal y distancia al epicentro puede ser considerable (cf. fig. 26.12). En la práctica hay una estrecha cooperación internacional para el intercambio efectivo de información. Algunos de los observatorios mayores actúan a modo de cámaras de compensación regionales, como los de Japón, Nueva Zelanda, Francia y Gran Bretaña, mientras que el Servicio Geodésico y Costero de los Estados Unidos de América actúa a escala casi mundial en los casos en que la situación política lo permite. Por cada sacudida bien registrada reciben muchos centenares de series de lecturas telegrafladas y en dos días o en menos tiempos se pueden reenviar cablegráficamente a las estaciones cooperadoras los datos sobre la posición del epicentro y el momento en que se produjo la sacudida.

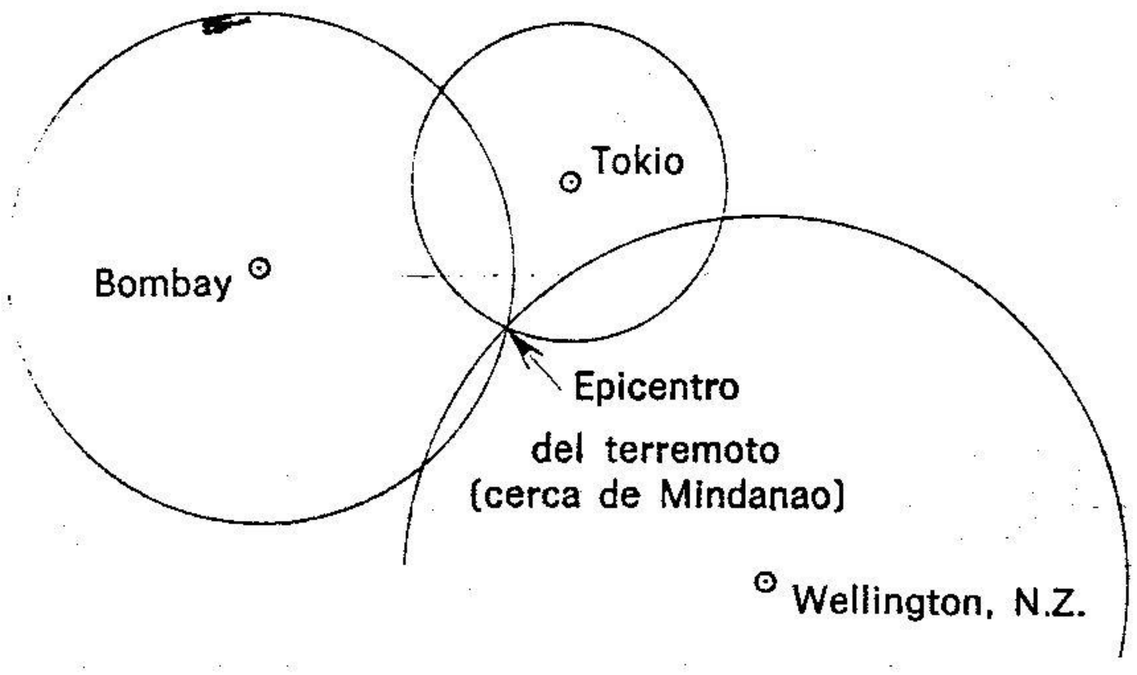

Figura 25.20. Representación de cómo se puede fijar el epicentro de un terremoto cuando se conocen sus distancias respecto a tres estaciones adecuadamente emplazadas. Alrededor de cada una de las tres estaciones (por ejemplo, Bombay, Tokio y Wellington) se dibuja una circunferencia en un globo terráqueo con un radio correspondiente en cada caso a la distancia respectiva del epicentro.

Las zonas internas de la tierra

La idea de «radiografiar» la tierra mediante sus propias ondas sísmicas ya se apuntó en la página 13. Los sismogramas de terremotos distantes proporcionan información de algunas de las propiedades de su interior a diversas profundidades, análogamente a como los rayos de luz hacen llegar a nuestra vista los colores de, pongamos por caso, las partes internas de un pisapapeles de vidrio de diseño muy complicado. Vemos su estructura interna y, de un modo similar, mediante un estudio comparativo de sismogramas del mismo terremoto registrados en estaciones bien distribuidas por toda la tierra, podemos «ver» por lo menos los rasgos dominantes de la estructura interna del globo. El que un terremoto se considere como «próximo» o «lejano» depende de la distancia de su epicentro respecto a la estación donde se registra. Si la estación está a pocos centenares de km del epicentro y el terremoto se ha originado en la corteza, entonces las ondas P y S que se registran allí incluyen sólo las que se han transmitido a través de rocas corticales. Los resultados son de gran importancia para calcular el espesor de la corteza y su variación de un lugar

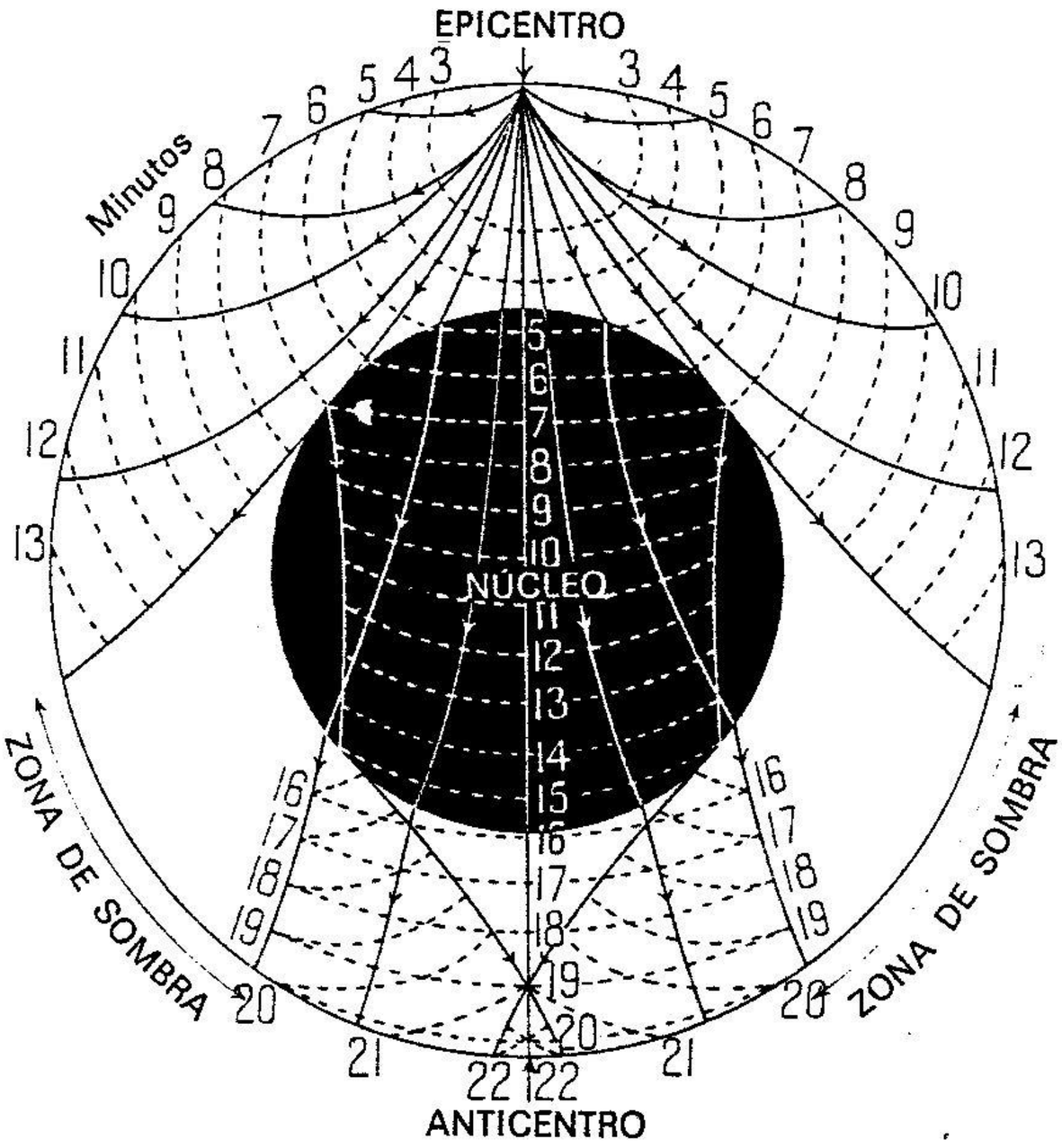

Figura 25.21. Corte a través del centro de la tierra en el que se representan las trayectorias de las ondas sísmicas (líneas continuas con flechas), los frentes de ondas (líneas de trazos) y la hora de llegada (en minutos transcurridos desde la sacudida, hora cero). Como para cada uno de tales terremotos hay una zona de sombra, libre de ondas P y S, se deduce como se muestra en el diagrama.

a otro. Además, los terremotos próximos se pueden originar por medio de explosiones artificiales y detectar por toda una batería de pequeños instrumentos situados a distancias adecuadas. Algunos de los detalles de la estructura de la corteza, tanto continental como oceánica, se dan más adelante. Aquí consideraremos primero las ondas P y S de terremotos lejanos que bajan por el Moho hacia el manto antes de volver a salir a la superficie (fig. 25.17).

Los tiempos empleados en su recorrido indican que la velocidad de las ondas P aumenta con la profundidad desde 7,8-8,1 km/s cerca del manto superior (donde hay algunas variaciones significativas) a unos 13,6 km/s en el fondo, o sea, a una profundidad de casi 2900 km. Para las ondas S el aumento correspondiente va de 4,35 a 7,25 km/s. Las ondas que llegan a esta profundidad salen en superficie en localidades situadas a unos 11 500 km (105°) del epicentro del terremoto en cuestión. En estaciones situadas a distancias mayores que ésta hay un cambio en los registros sorprendente y crítico. No aparecen ondas P ni S —aunque llegan las L a su debido tiempo—, tipo de registro que es todo lo que llega a las estaciones situadas en los 4500 km siguientes. A distancias de más de 16 000 km (143°) del epicentro, reaparecen las ondas P y siguen apareciendo hasta las antípodas del epicentro (el anticentro). Para cada terremoto de magnitud suficiente como para ser registrado a suficiente distancia de su foco hay una sombra en forma de anillo, libre de ondas P y S, como la que se representa en las figuras 25.21 y 25.22. Oldham fue quien primero la descubrió, en 1906. Inmediatamente dedujo que la tierra tiene un núcleo que actúa como una lente esférica, refractando hacia dentro las ondas más profundas, y concentrándolas en la región de las antípodas a expensas de la zona de sombra adyacente.

De acuerdo con esta fuerte refracción, la velocidad de las ondas P se reduce mucho cuando pasan del manto al núcleo (fig. 25.23). Pero las ondas S no se transmiten en absoluto, lo que indica que la discontinuidad entre manto y núcleo es también un límite entre estados físicos de la materia, la cual frente a las ondas sísmicas se comporta como si fuera sólida y fluida respectivamente. En

Figura 25.22. Zona de sombra producida por el núcleo terrestre en el caso de un terremoto originado en Japón.

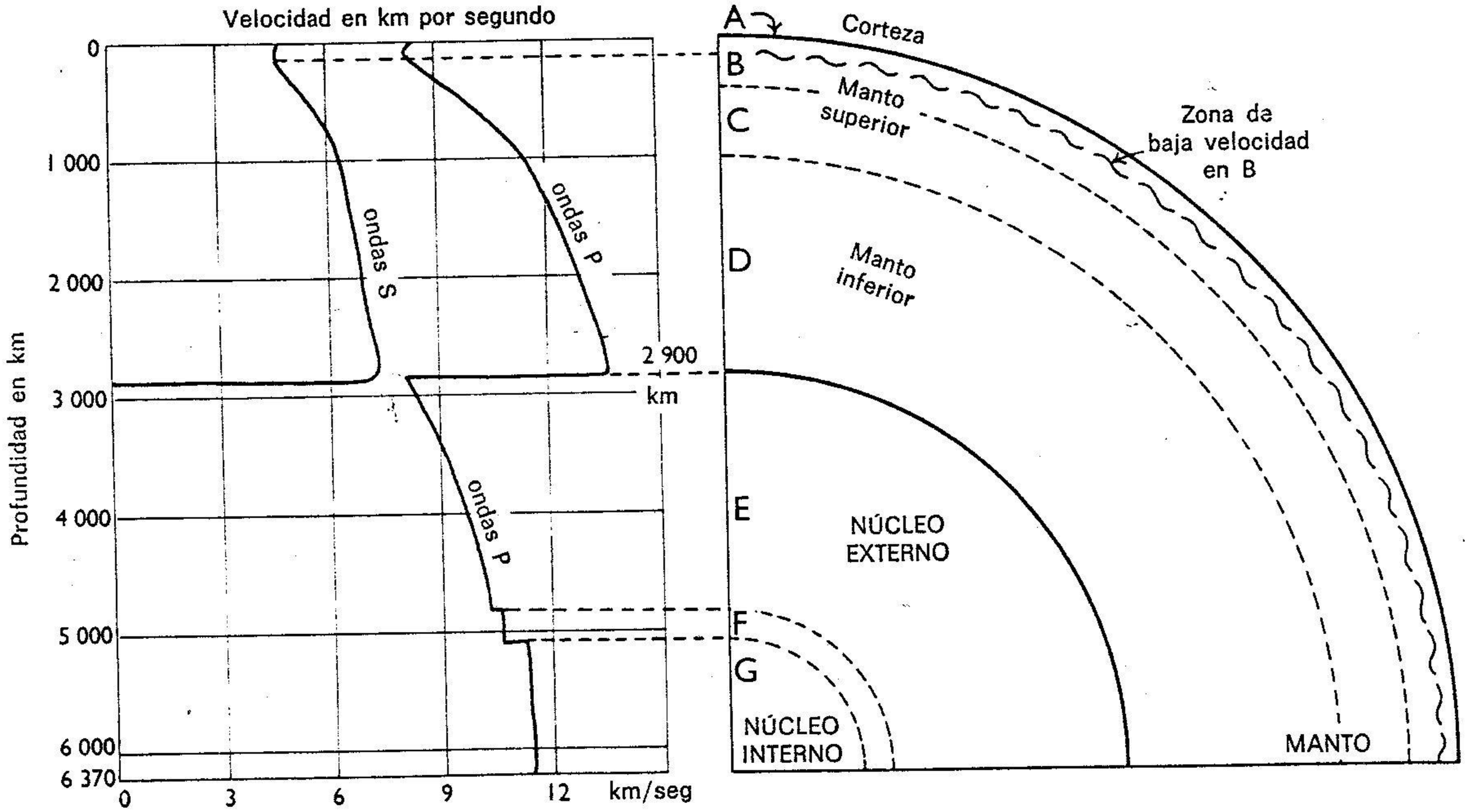

Figura 25.23. Diagramas que representan las variaciones de velocidad de las ondas P y S desde la superficie al centro de la tierra; y estructura deducida de un cuadrante terrestre, rotulada de acuerdo con la clasificación de las zonas sucesivas de K. E. Bullen.

principio se pensó que el núcleo era todo él fluido. Sin embargo, en 1936, la sismólogo danesa Lehmann detectó una discontinuidad aún más profunda encerrada en un núcleo interno del cual sospechó que era sólido. Los registros sísmicos de las explosiones subterráneas de bombas H (en los que se conoce exactamente el tiempo y lugar de origen) han confirmado sus conclusiones tentativas. Hasta 1962 el paso hacia el interior de fluido a sólido se creía que era un cambio gradual repartido en una zona de transición (F en la figura 25.23) de unos 160 a 320 km de espesor. Entonces, B. A. Bolt, de Sydney, demostró que el acuerdo entre la observación y la teoría se mejora mucho si se considera F como una zona independiente con límites bien definidos entre las partes externa (E) e interna (G) del núcleo. Se sabe que el cambio del manto al núcleo es brusco y bien definido, o sea, no se puede detectar zona de transición, que aparecería con sólo tener 2 ó 3 km de espesor. Aunque sólo sea de paso, es interesante destacar que el planeta Marte tiene casi el mismo radio (3332 km) que el núcleo de la tierra (3473 km). Pero probablemente Marte no tiene núcleo, ya que su densidad promedio es de poco más que 3,6.

Cuando se conocen las velocidades de las ondas P y S en diferentes profundidades de la tierra, es posible —mediante supuestos razonables— calcular la distribución de densidad con la profundidad. Los resultados son aceptables sólo si dan para la tierra tanto un momento de inercia correcto como una densidad media correcta, datos, ambos, que se conocen con toda precisión. Las distribuciones de densidad calculadas que cumplen estos requisitos son todas muy similares y en todas está implicado un núcleo denso. Hay todavía algunas dudas respecto de la naturaleza de los cambios de densidad en el interior del manto. K. E. Bullen ha encontrado pruebas de ligeras desviaciones respecto a un aumento regular hacia el interior a profundidades de 413 y 984 km, que sugieren una división del manto en tres partes. Son las B, C y D de su clasificación en letras de las zonas internas de la tierra, en la que A es la corteza. La tabla de la página 653 resume los datos correspondientes a nuestro actual estado de conocimientos. Se cree que las densidades y las presiones son correctas con un rango máximo de error del 2 ó el 3 por ciento.

Zonas internas de la tierra

(a partir de datos calculados por Harold Jeffreys, K. E. Bullen, E. C. Bullard y B. A. Bolt)

ZONAS		*Profundidad (y radio) de los límites en km*		*Velocidad de las ondas P km/s*	*Densidad g/cm³*	*Presión en 10^6 bars: aproximadamente en atmósferas**
CORTEZA (continental)†		Nivel del mar	(6371)		2,7 2,8 2,9	
	A					
Discontinuidad de Mohorovicic		33	(6338)			9000
				7,9-8,1	3,32	
		50	Zona de	7,8		
		250	baja ve-	8,1		
	B		locidad			
MANTO SUPERIOR		413	(5958)	8,97	3,64	140 000
		(720: terremotos más profundos)		10,70	4,29	270 000
	C					
		984	(5387)	11,42		382 000
MANTO INFERIOR	D					
					4,64	
Discontinuidad de Oldham o de Gutenberg		2898	(3473)			1 368 000
				13,64	5,66	
NUCLEO EXTERNO	E					
				8,10	9,71	
		4703	(1667)		11,76	3 180 000
				10,31		
«TRANSICIÓN»	F					
		5154	(1216)		c.14	c. 3 300 000
				11,23		
NÚCLEO INTERNO	G					
		6371	(Centro)		c.16	c. 3 600 000

* Presión estándar de 1 atmósfera = 1 031 250 dinas/cm²
* Presión estándar de 1 bar = 1 000 000 dinas/cm²

† En regiones oceánicas la Zona A se extiende desde el fondo oceánico, a una profundidad media de unos 4,8 km, hasta el Moho, a una profundidad de entre 10 y 11 km bajo el nivel del mar.

REFERENCIAS SELECCIONADAS

BIRCH, F., 1960, 'The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: Part I', *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, pp. 1083–102.

BULLARD, E. C., 1957, 'The density within the earth', in *Gedenkboek F. A. Vening Meinesz*, pp. 23–42, Mouton, The Netherlands.

BULLEN, K. E., 1954, *Seismology*, Methuen, London.

— 1963, *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press, London.

DAVISON, G., 1936, *Great Earthquakes*, Allen and Unwin (Murby), London.

IIDA, K., 1956, 'Earthquakes accompanied by

Tsunami', *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, vol. 4, pp. 1–43.
KENDRICK, T. D., 1956, *The Lisbon Earthquake*, Methuen, London.
MATUZAWA, TAKAO, 1964, *Study of Earthquakes*, Maruzen, Tokyo.
OAKESHOTT, G. B. (Ed.), 1955, 'Earthquakes in Kern County, California, during 1952', *Bulletin 171, Division of Mines*, San Francisco, California.
RICHTER, C. F., 1958, *Elementary Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco.
TSUBOI, C., *et al.* (Earthquake Prediction Research Group), 1962, *Prediction of Earthquakes*, Earthquake Research Institute, Tokyo.
WARTNABY, J., 1957, *Seismology : Historical Survey and Catalogue of Exhibits, Science Museum, London*, H.M. Stationery Office.